



Contribution des échauffements stratosphériques à la variabilité et à l'évolution à long terme de la moyenne atmosphère : observations et modélisations numériques

Guillaume Angot

► To cite this version:

Guillaume Angot. Contribution des échauffements stratosphériques à la variabilité et à l'évolution à long terme de la moyenne atmosphère : observations et modélisations numériques. Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2013. Français. NNT : . tel-01056057

HAL Id: tel-01056057

<https://theses.hal.science/tel-01056057>

Submitted on 14 Aug 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences de l'Environnement d'Ile de France (ED129)

Par Guillaume ANGOT

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Sciences de l'atmosphère

Contribution des échauffements stratosphériques à la variabilité et à l'évolution à long terme de la moyenne atmosphère : observations et modélisations numériques

Directeur de recherche : Philippe KECKHUT
Co-directeur de recherche (cotutelle) : Chantal CLAUD

Soutenue le jeudi 12 décembre 2013

Devant la commission d'examen formée de :

M. Daniel CARIOLLE, directeur de recherche au CERFACS
M. Alain HAUCHECORNE, directeur de recherche au LATMOS
M. Albert HERZOG, maître de conférences au LMD
M. Philippe HEINRICH, ingénieur au CEA
Mme Natalie HURET, Professeur au LPC2E
M. Philippe RICAUD, directeur de recherche à Météo-France

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier Philippe Keckhut, qui m'a encadré dans cette étude et a su se montrer présent, patient, pédagogue et enthousiaste au sujet de mes travaux. Il m'a fait bénéficier de son expérience et m'a transmis sa passion depuis notre rencontre à l'Observatoire de Haute-Provence en octobre 2009 alors que je débute mon année de master 2, puis au cours du stage qui concluait cette année scolaire, et enfin tout au long de ma thèse.

Je remercie particulièrement Chantal Claud, qui a participé à l'encadrement de mes recherches et n'a jamais cessé de m'apporter son aide et son soutien.

Ma reconnaissance va à Alain Hauchecorne, qui m'a fait profiter de son expérience au cours de nombreux échanges sur mes résultats.

Mes remerciements vont également à Andrew Charlton-Perez, professeur au département de météorologie de l'Université de Reading (Angleterre), et Theodore G. Shepherd, professeur au département de physique de l'Université de Toronto, pour l'intérêt qu'ils ont accordé à mes travaux, ainsi que pour leur disponibilité, leur gentillesse et la collaboration efficace et enrichissante qu'ils ont su mettre en œuvre.

Je tiens également à remercier Alexis Le Pichon, Elisabeth Blanc, et l'ensemble des membres du projet ARISE pour leur collaboration, les travaux menés ensemble et les discussions intéressantes que nous avons partagées.

J'exprime ma reconnaissance à Philippe Ricaud, Albert Hertzog et Emmanuel Marcq pour leur accompagnement, ainsi qu'à José Paredes, Michèle Thétis, Philippe Weill, Olivier Thauvin (LATMOS) et Mike Neish (Université de Toronto) pour leur assistance technique, leur disponibilité et les conseils qu'ils m'ont prodigués.

Enfin, un grand merci à Clémentine pour son soutien au quotidien, ainsi qu'à Alex et Anaïs, m'man, p'pa et Sylvie, Jackie et Christian, Marion et Sophia, Tam et les membres de la boucle, Florent, George, Simon et Camille...

Résumé

Le rôle joué par la stratosphère sur le climat est aujourd'hui avéré. Le couplage du système troposphère-stratosphère implique que les processus dynamiques de grande amplitude de la moyenne atmosphère perturbent l'équilibre atmosphérique et l'écoulement dans les plus basses couches. Parmi ces phénomènes dynamiques, les échauffements stratosphériques soudains sont les plus emblématiques. Cette étude s'intéresse à l'impact de ces événements sur la variabilité de la moyenne atmosphère et sur l'estimation des tendances de température. Nous cherchons également à mieux caractériser l'évolution spatio-temporelle des échauffements stratosphériques, depuis leurs causes jusqu'à leurs conséquences. Tout d'abord, une méthodologie novatrice d'analyse statistique de séries temporelles est développée et testée sur des mesures lidar de l'Observatoire de Haute-Provence. L'impact des événements dynamiques les plus importants peut ainsi être efficacement isolé de la contribution radiative de fond, ce qui explique les différences observées entre l'été et l'hiver. Ensuite, une simulation du Canadian Middle Atmosphere Model nous permet de valider la méthodologie et d'étendre notre étude à l'ensemble du globe. On montre que les variations spatiales sont elles aussi majoritairement causées par l'activité dynamique. Les conditions de formation d'un échauffement stratosphérique sont également étudiées, à l'aide de tests de sensibilité du modèle RACCORD. On prouve l'importance du rappel vers la météorologie pour produire un échauffement majeur, particulièrement dans le cas d'une rupture du vortex. Enfin, la méthode et nos résultats sont mis à profit dans une analyse de l'hiver 2012-2013.

Mots-clés : échauffement stratosphérique, tendances de température, couplage troposphère-stratosphère, dynamique stratosphérique, analyse statistique, évolutions composites.

Abstract

The influence of stratospheric conditions on the climate has recently become widely accepted. Coupling in the stratosphere-troposphere system causes large amplitude dynamical activity occurring in the middle atmosphere to have significant consequences on the troposphere's equilibrium and flow. Sudden stratospheric warmings are the clearest and strongest manifestation of such activity. This study focuses on the impact of these events on the variability of the middle atmosphere and on estimations of temperature trends. Another objective of our work is to acquire a better understanding of the evolution of a stratospheric warming, from the state of the atmosphere that initiates such an event to its consequences on both the middle atmosphere and the troposphere from a few days to a couple of months after it. First, we describe a novel methodology to perform a statistical analysis of long series and we apply it on a lidar measurement from the Haute-Provence Observatory. The large dynamical activity and the so-called background component can be distinguished, which allows to explain the differences observed between summer and winter. Second, the methodology is validated and its results are extended to a global scope thanks to a dataset from the Canadian Middle Atmosphere Model. Spatial differences are also explained by variations in the dynamical activity. Third, sensitivity tests are performed using RACCORD model to investigate what state of the atmosphere leads to a major stratospheric warming. Meteorological nudging is essential to produce a major warming, especially for split-type events. Last, our results are applied and compared to a case-study of winter 2012-2013.

Key words : stratospheric warming, temperature trends, stratosphere-troposphere coupling, stratospheric dynamics, statistical analysis, composite evolutions.

Table des matières

Remerciements.....	3
Résumé	4
Abstract	5
Chapitre 1. Contexte scientifique et état de l’art.....	11
1.1. La moyenne atmosphère	11
1.1.1. Structure générale de l’atmosphère, définition de la moyenne atmosphère.....	11
1.1.2. Variation saisonnière de la température et du vent zonal.....	13
1.1.3. Activité ondulatoire.....	16
1.1.4. Tendances de température	18
1.2. Echauffements stratosphériques soudains	20
1.3. Contexte scientifique général, motivations et objectifs de l’étude	25
Chapitre 2. Analyse des données lidar de l’Observatoire de Haute-Provence	29
2.1. Introduction	29
2.2. Description des données analysées	29
2.2.1. Mesures de température	29
2.2.2. Description des séries de température analysées	31
2.2.3. Pertinence et limites de la série de données analysée	33
2.3. Notion de température de fond	35
2.3.1. Étude préliminaire et hypothèses	35
2.3.2. Cycle annuel de température de fond.....	39
2.4. Tendances de températures.....	41
2.4.1. Définition et détermination de paramètres saisonniers	41
2.4.2. Évaluation des tendances de température	42
2.5. Évolution des températures au cours d’un échauffement stratosphérique.....	46
2.5.1. Évolution hivernale moyenne	46
2.5.2. Évolution centrée sur la date de l’échauffement.....	52
2.6. Conclusions de l’étude des données lidar de l’OHP	57
Chapitre 3. Analyse des simulations numériques provenant du modèle CMAM	59
3.1. Introduction	59

3.2. Présentation du modèle et des séries analysées	59
3.2.1. Pourquoi étudier un modèle ?	59
3.2.2. Introduction à CMAM, justification du choix de ce modèle	60
3.2.3. Description des champs de données analysés	60
3.3. Motivations et objectifs	61
3.4. Résultats au niveau de l'OHP	62
3.4.1. Choix géographique des simulations numériques du modèle CMAM	62
3.4.2. Profils de tendances	62
3.4.3. Évolution de la température au cours d'un échauffement stratosphérique majeur .	67
3.5. Étude globale des tendances de température	72
3.5.1. Objectifs	72
3.5.2. Comparaison selon la latitude	73
3.5.3. Comparaison selon la longitude	77
3.6. Étude globale de l'évolution de la température au cours d'un échauffement stratosphérique	78
3.6.1. Comparaison selon la latitude	78
3.6.2. Comparaison selon la longitude	86
3.7 Conclusions de l'étude des simulations numériques provenant de CMAM	88
Chapitre 4. Analyse exploratoire de sensibilité à partir du modèle RACCORD	91
4.1. Introduction	91
4.2. Description du modèle	92
4.2.1. Introduction à RACCORD	92
4.2.2. Description des cas analysés	94
4.3. Sensibilité du modèle à la zone de transition	94
4.3.1. Définition de la zone de transition	94
4.3.2. Conséquences d'une variation de la zone de transition	95
4.4. Étude de sensibilité du niveau de forçage du géopotentiel et de l'intensité des rappels vers la météorologie et la climatologie	100
4.4.1. Sensibilité à une variation du niveau de forçage lorsque les rappels sont à leurs valeurs par défaut	100
4.4.2. Sensibilité à une variation du niveau de forçage lorsque les rappels sont réduits	101
4.4.3. Sensibilité à une diminution de l'un des rappels (vers la météorologie ou vers la climatologie) : déclenchement d'un échauffement stratosphérique majeur et type d'échauffement	103
4.5. Sensibilité du modèle à l'amplitude des ondes planétaires du géopotentiel	107

4.6. Sensibilité du modèle à un décalage temporel du forçage du géopotentiel	113
4.7. Étude du cas de l'échauffement de type déplacement de janvier 2006	114
4.8. Conclusions de l'étude des simulations numériques provenant de RACCORD	116
5. Étude de cas : l'échauffement stratosphérique majeur de janvier 2013	119
5.1. Introduction	119
5.2. Description de l'échauffement stratosphérique	119
5.3. La campagne de mesures ARISE	120
5.3.1. Le projet ARISE et la campagne de l'hiver 2012-2013	120
5.3.2. Les données OH	121
5.3.3. Les données lidar de l'OHP.	121
5.4. Activité ondulatoire, analyse de simulations RACCORD	123
5.4.1. Discussion sur le rôle des différents modes d'ondes	123
5.4.2. Sensibilité à l'amplitude des ondes planétaires	125
5.5. Conclusions sur l'analyse de l'hiver 2012-2013	126
Conclusions et perspectives	127
Conclusions	127
Perspectives	129
Annexes	131
Annexe A. Détermination de la température de fond	131
Annexe B. Calcul et identification des paramètres saisonniers	134
Annexe C. Figures additionnelles du paragraphe 4.4.3.	137
Annexe D. Figures additionnelles du paragraphe 4.5.	140
Annexe E. Article <i>Angot et al.</i> [2012]	143
Annexe F. Article portant sur l'étude des simulations CMAM (à soumettre)	158
Bibliographie.....	183

Chapitre 1. Contexte scientifique et état de l'art

1.1. La moyenne atmosphère

1.1.1. Structure générale de l'atmosphère, définition de la moyenne atmosphère

Considérons la nomenclature usuelle adoptée pour décrire les couches atmosphériques, basée sur la variation de la température selon l'altitude (Figure 1.1). En partant du niveau de la mer et en allant vers les altitudes hautes, la première couche que l'on rencontre est la **troposphère** : elle délimite les premiers kilomètres de l'atmosphère, où la température décroît avec l'altitude. En effet, une parcelle d'air qui s'élève se détend, si bien que sa température s'en trouve diminuée. La troposphère s'étend du sol jusqu'à sa limite supérieure, nommée la tropopause, dont l'altitude varie entre 8 km et 15 km en fonction notamment de la localisation sur le globe – principalement selon la latitude – et du moment de l'année. Dans cette première couche atmosphérique, la diminution de la température avec l'altitude est assez régulière : elle s'établit en moyenne à 6,5 degrés par kilomètre (pour l'air humide). La troposphère constitue à elle seule ce que l'on appelle la basse atmosphère.

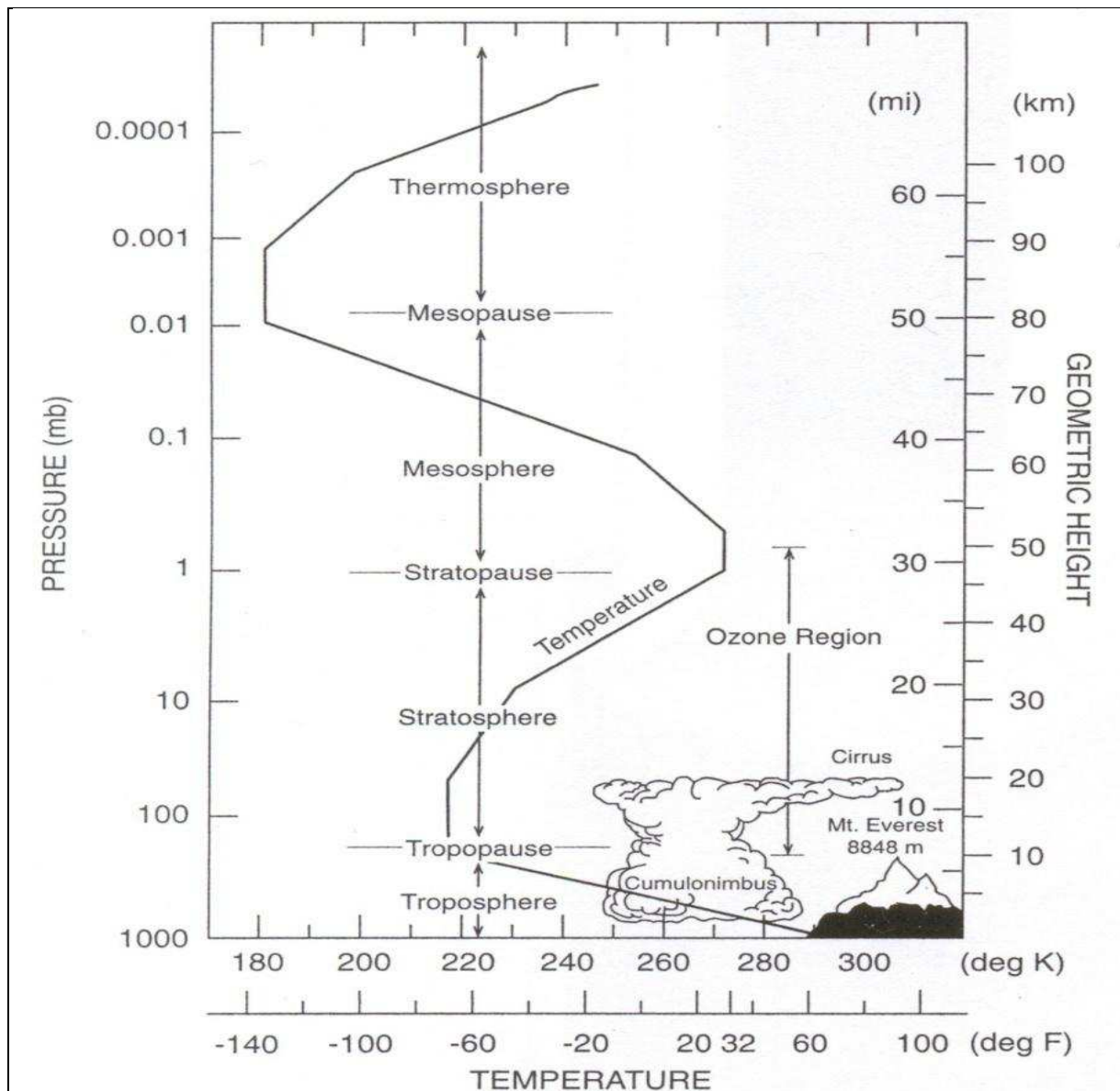


Figure 1.1 : Structure thermique des couches atmosphériques. D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

La **moyenne atmosphère** est, quant à elle, composée de deux couches atmosphériques distinctes. La première est la **stratosphère** : elle est comprise entre la tropopause et la stratopause, dont l'altitude varie autour de 50 km. La température croît avec l'altitude dans cette couche car les molécules de dioxygène et d'ozone qui s'y trouvent absorbent les rayonnements ultraviolets de type B et C provenant du Soleil (les UV-B et UV-C, qui correspondent aux rayonnements UV de plus petite longueur d'onde – et donc de plus grande énergie – que les UV-A). Le gradient de température en fonction de l'altitude, d'abord nul au niveau de la tropopause, augmente progressivement jusqu'à atteindre +1 à +3 degrés par kilomètre. À la stratopause, des températures proches de 0 °C (soit 273 K sur la figure 1.1) sont observées. Le gradient de température positif dans la stratosphère rend cette couche particulièrement stable. En effet, une parcelle d'air soulevée depuis son niveau d'équilibre vers une altitude supérieure voit sa température diminuer du fait de sa détente, en prenant

l'hypothèse d'un parcours adiabatique, c'est-à-dire sans échange de chaleur avec l'environnement. Ainsi la parcelle considérée devient-elle plus froide que son environnement (dont la température croît avec l'altitude), si bien que son poids tend à la ramener vers son niveau initial. La deuxième couche constituant la moyenne atmosphère est la **mésosphère** : elle s'étend de la stratopause à la mésopause, à environ 90 km d'altitude, et possède un gradient de température négatif.

Au-dessus de la mésopause se trouve la thermosphère, marquée par un gradient vertical de température positif. Ce dernier est dû à l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet de très courtes longueurs d'onde (inférieures à 170 nm) par l'oxygène moléculaire.

1.1.2. Variation saisonnière de la température et du vent zonal

La température dans la moyenne atmosphère connaît un cycle de variation saisonnier. Les températures sont globalement peu variables lorsqu'on reste à une même latitude, si bien que l'on peut raisonner sur des **moyennes zonales** (moyennes calculées le long d'un même parallèle, figure 1.2).

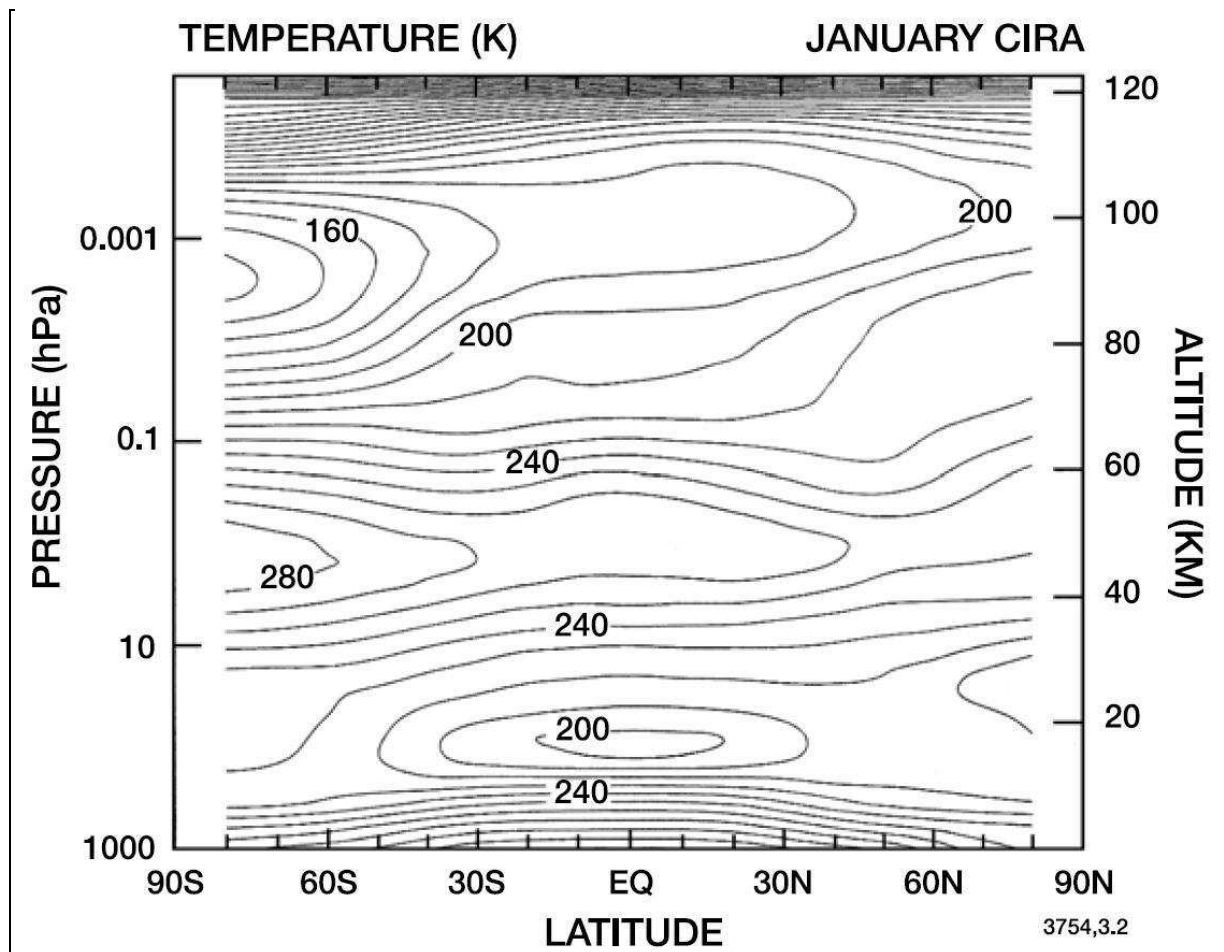


Figure 1.2 : Moyenne zonale de la température (en K) en janvier. D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

Aux solstices et entre 30 km et 60 km d'altitude, la température est plus froide à mesure que l'on s'éloigne du pôle d'été pour se rapprocher du pôle d'hiver. C'est ce à quoi on s'attend intuitivement puisque le pôle d'été connaît un éclaircissement solaire constant tandis que le pôle d'hiver est plongé dans la nuit pendant plusieurs mois. On peut évaluer cet aspect de manière plus précise grâce au taux de chauffage radiatif net (figure 1.3), qui prend en compte l'absorption des radiations UV par l'oxygène moléculaire (dans la haute mésosphère et la thermosphère) et par l'ozone (dans la stratosphère et la mésosphère), ainsi que l'émission infrarouge par les gaz à effet de serre (ces gaz, ainsi que l'effet de serre en général, sont décrits au paragraphe 1.1.4.).

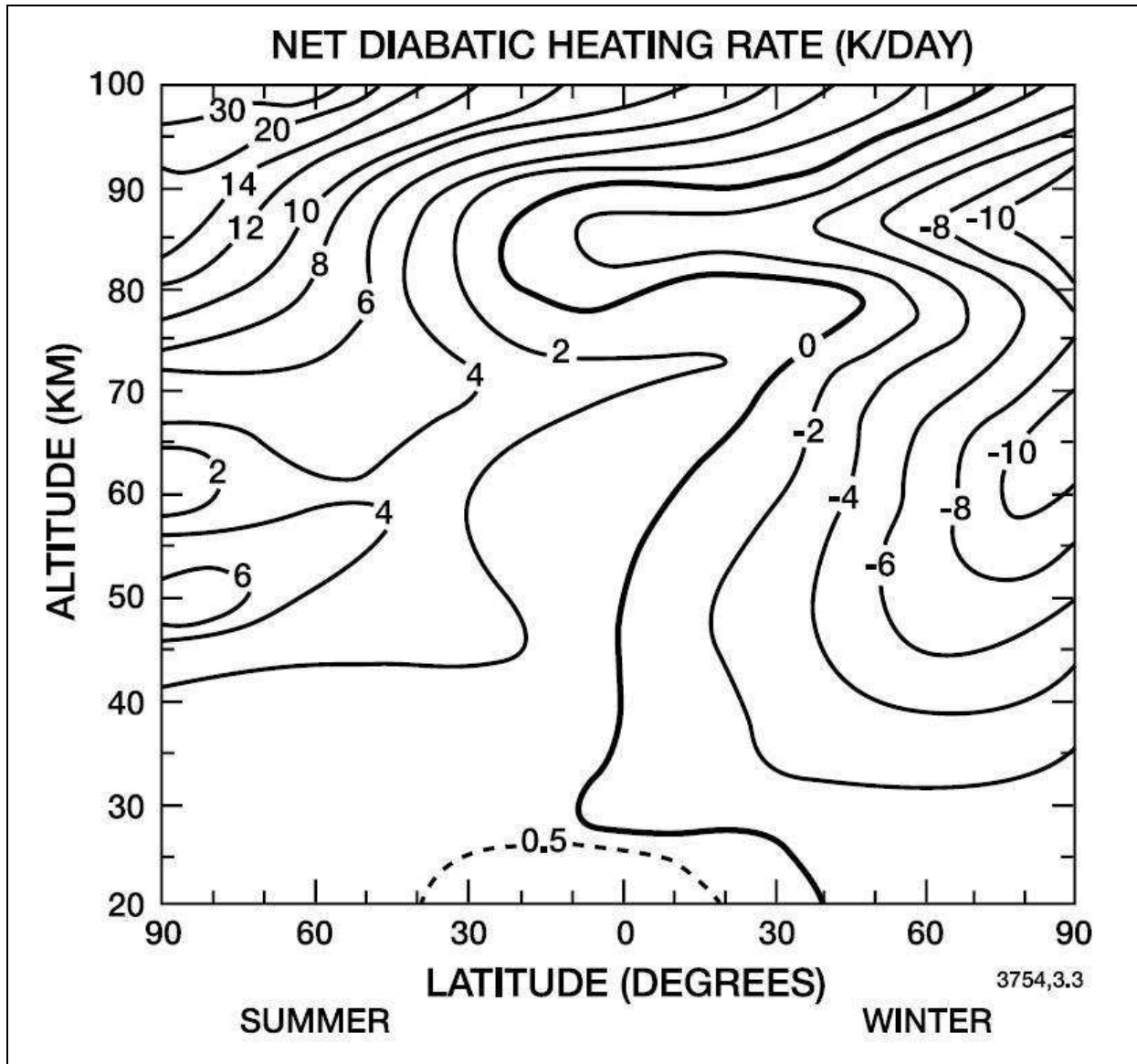


Figure 1.3 : Moyenne zonale du taux de chauffage radiatif net en K par jour. L'hémisphère d'été (gauche) présente des valeurs positives témoignant d'un réchauffement radiatif tandis que l'hémisphère d'hiver (droite) est dominé par des valeurs négatives indiquant un refroidissement radiatif. D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

Cependant, on observe (figure 1.2) que le gradient de température va du pôle d'été au pôle d'hiver au niveau de la mésopause, et que les régions les plus froides de la basse stratosphère sont les latitudes tropicales. Ces observations semblent contredire *prima facie* le taux de chauffage radiatif net représenté à la figure 1.3. L'explication à ce paradoxe apparent tient en la présence d'une importante activité ondulatoire dans l'atmosphère (c'est-à-dire la présence d'écarts par rapport à la symétrie zonale). La structure thermique de l'atmosphère, et notamment de la moyenne atmosphère, est intimement dépendante de cette activité dynamique. En effet, une parcelle d'air en mouvement adiabatique vertical vers le bas se réchauffe par compression, tandis qu'une parcelle qui monte se refroidit par détente, comme nous l'avons déjà vu. L'activité ondulatoire de l'atmosphère, notamment celle de la moyenne atmosphère, est décrite plus en détail au paragraphe suivant (1.1.3.).

Tout comme la température, la vitesse du vent varie en moyenne davantage selon la latitude que selon la longitude, si bien que représenter des valeurs moyennées zonalement fait sens. Le vent zonal présente lui aussi un cycle saisonnier marqué (figure 1.4).

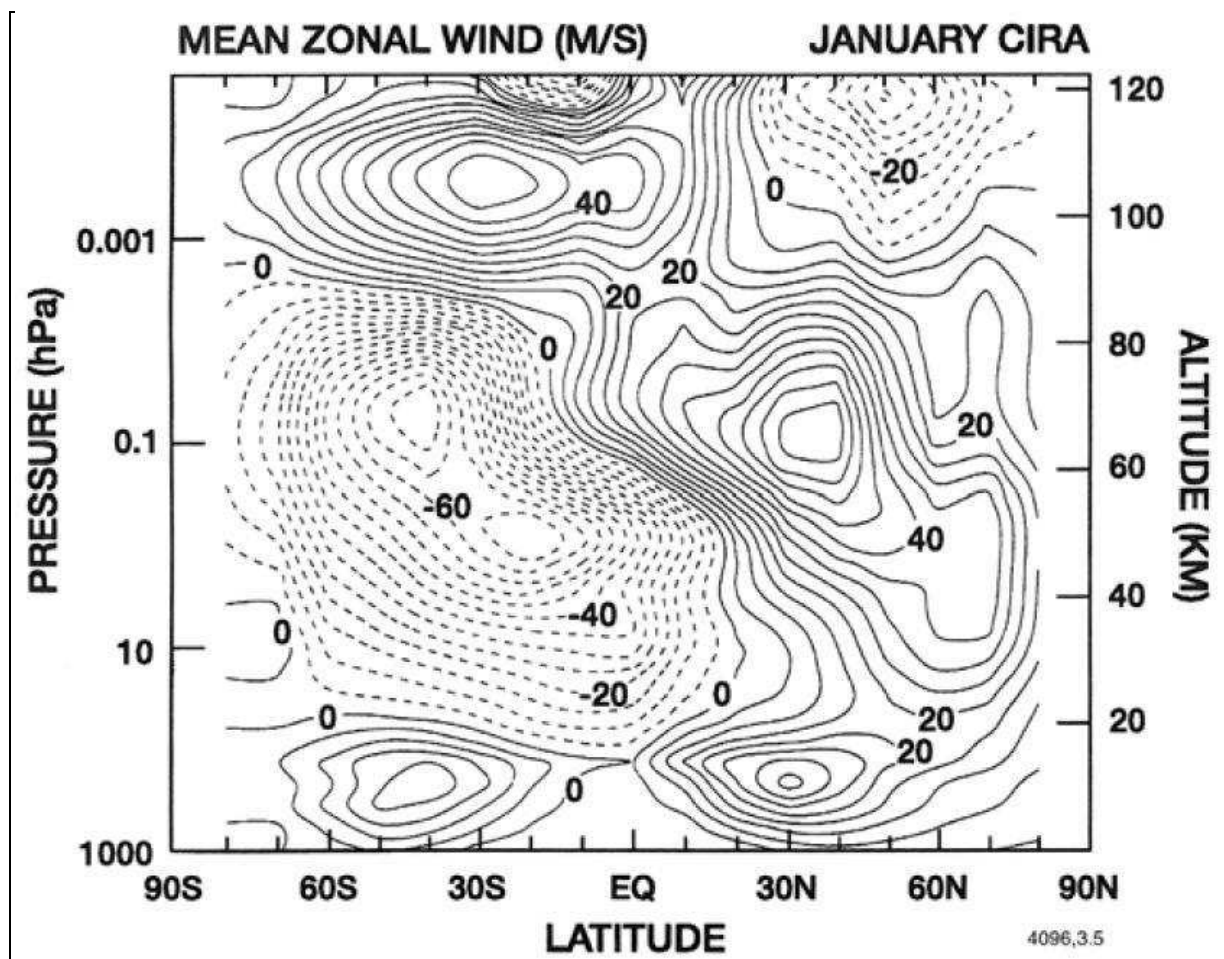


Figure 1.4 : Moyenne zonale de la vitesse du vent zonal (en m.s^{-1}) en janvier. Des valeurs positives indiquent un vent d'ouest (se dirigeant vers l'est). D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

Dans la moyenne atmosphère, les vents sont globalement d'ouest dans l'hémisphère d'hiver et d'est dans l'hémisphère d'été, hormis dans la basse stratosphère où la continuité de

la vitesse du vent avec les valeurs troposphériques (dominées par les courants jets des moyennes latitudes) impose des vents d'ouest à toutes les latitudes.

Rappelons que ces constatations concernent des valeurs zonales, c'est-à-dire des valeurs moyennées à la fois par rapport à la longitude et par rapport au temps. Des écarts à ces valeurs zonales sont régulièrement observés. Ces écarts sont associés à la présence d'ondes atmosphériques, que nous décrivons dans le paragraphe suivant.

1.1.3. Activité ondulatoire

La moyenne atmosphère est le siège d'importants phénomènes dynamiques. Elle est notamment traversée par des **ondes atmosphériques**. Une définition parmi les plus larges des ondes atmosphériques consiste à y assimiler tout écart à l'écoulement moyen (tout écart à la moyenne zonale). Cependant, une très grande majorité d'auteurs ajoutent à cette définition la nécessité d'une certaine périodicité ainsi que la propriété de transporter de l'information (et de l'énergie) sur de grandes distances sans transporter de matière (de parcelles d'air). Les ondes atmosphériques naissent donc d'écarts à l'écoulement moyen, qui peuvent être vus comme des déséquilibres par rapport à une situation d'équilibre. Ces situations de déséquilibre peuvent arriver lorsqu'une parcelle d'air est déplacée de son altitude d'équilibre ou de sa latitude d'équilibre. La force de rappel qu'elle subit alors peut prendre deux formes. Elle peut être de nature gravitationnelle, ce qui résulte en la formation d'ondes dites « **ondes de gravité** », ou elle peut être due à la variation avec la latitude de la force de Coriolis (une force caractéristique des fluides en rotation) et est alors responsable des ondes dites « **ondes de Rossby** », également appelées **ondes planétaires**. En effet, les régions plus proches du pôle sont également plus proches de l'axe de rotation de la Terre, si bien qu'une masse atmosphérique subit une force de Coriolis plus importante dans ces régions qu'à une latitude moins élevée.

On parle de nombre d'onde zonal (ou plus simplement de **mode d'onde**) pour distinguer les ondes selon leur longueur d'onde zonale : par exemple, si une onde connaît deux maxima d'amplitude et deux minima d'amplitude sur toute la longueur d'un même parallèle, alors cette onde est dite de mode 2. Dans notre étude, on s'intéressera plus particulièrement aux ondes de mode 1 (un maximum et un minimum autour du globe) et aux ondes de mode 2. L'activité ondulatoire présente dans l'atmosphère peut, à tout moment, être décomposée en une somme de plusieurs ondes de modes différents : c'est ce que l'on appelle la décomposition en séries de Fourier.

Les ondes de gravité sont déclenchées par l'orographie, à savoir les chaînes de montagnes, ou par des sources non-orographiques comme de puissants orages. Leur longueur d'onde horizontale est relativement courte (d'une dizaine de kilomètres à 1000 km) et leur période temporelle varie de quelques minutes à quelques heures. La propagation verticale des ondes de gravité dépend de l'écoulement moyen, de telle sorte qu'en hiver seules les ondes allant vers l'ouest peuvent atteindre la haute stratosphère et la mésosphère (figure 1.5).

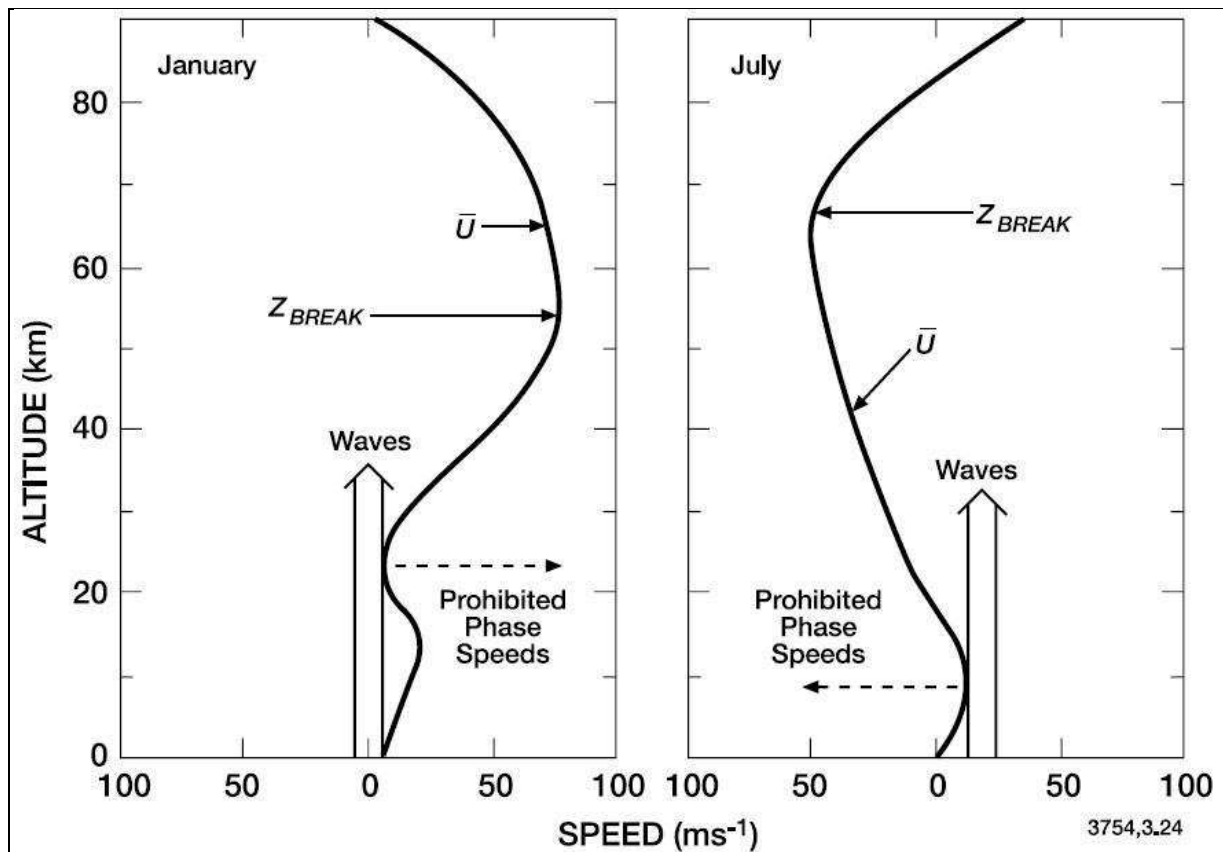


Figure 1.5 : Profils du vent zonal en hiver (gauche) et en été (droite). Les vitesses de phase qui permettent une propagation verticale sont indiquées par la double flèche verticale. D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

En l'absence de dissipation d'énergie, les ondes de gravité qui peuvent se propager verticalement traversent des couches d'atmosphère à la densité de plus en plus faible, si bien que leur amplitude augmente. En effet, toujours dans l'hypothèse de la conservation de l'énergie, l'amplitude des ondes est inversement proportionnelle à la racine carrée de la densité. Lorsque leur amplitude devient trop importante, ces ondes peuvent devenir instables, jusqu'à éventuellement déferler et entrer en interaction avec l'écoulement moyen. Une partie de l'énergie qu'elles transportent est alors transférée au milieu traversé sous la forme d'un ralentissement du vent (en hiver, une accélération du vent vers l'ouest), d'un chauffage de l'atmosphère, ou encore des deux phénomènes à la fois.

Les ondes de Rossby affectent l'atmosphère sur des périodes spatiales allant de quelques milliers à quelques dizaines de milliers de kilomètres, et leur période temporelle se situe autour d'une semaine. Les sources des ondes de Rossby peuvent inclure les grandes chaînes montagneuses comme l'Himalaya et l'alternance entre océans et continents. Ces ondes planétaires se dirigent vers l'ouest par rapport à l'écoulement moyen, mais leur propagation verticale n'est possible que si le vent zonal est d'ouest, sans que ce dernier ne dépasse une vitesse critique (dont la valeur dépend notamment du mode d'onde considéré). De ce fait, les ondes de Rossby atteignent la stratosphère principalement en hiver. De manière similaire aux ondes de gravité, les ondes planétaires peuvent atteindre des niveaux où elles

deviennent instables et déferlent, modifiant l'état de l'atmosphère (température, vent, etc.) à très large échelle.

C'est ainsi que les ondes atmosphériques peuvent être à l'origine de perturbations parfois très importantes dans la stratosphère et la mésosphère, ce qui explique la grande variabilité interannuelle de ces couches.

En hiver, les trois principaux modes de variabilité de la température (à ne pas confondre avec les modes d'onde décrits ci-dessus) reflètent la répartition verticale de l'impact de ces ondes [Keckhut *et al.*, 2011b]. Le mode principal montre (figure 1.6) une forte anti-corrélation entre la haute stratosphère et la mésosphère, très probablement associée à la propagation des ondes planétaires et aux échauffements stratosphériques associés (voir le paragraphe 1.2. pour une description détaillée de ces événements).

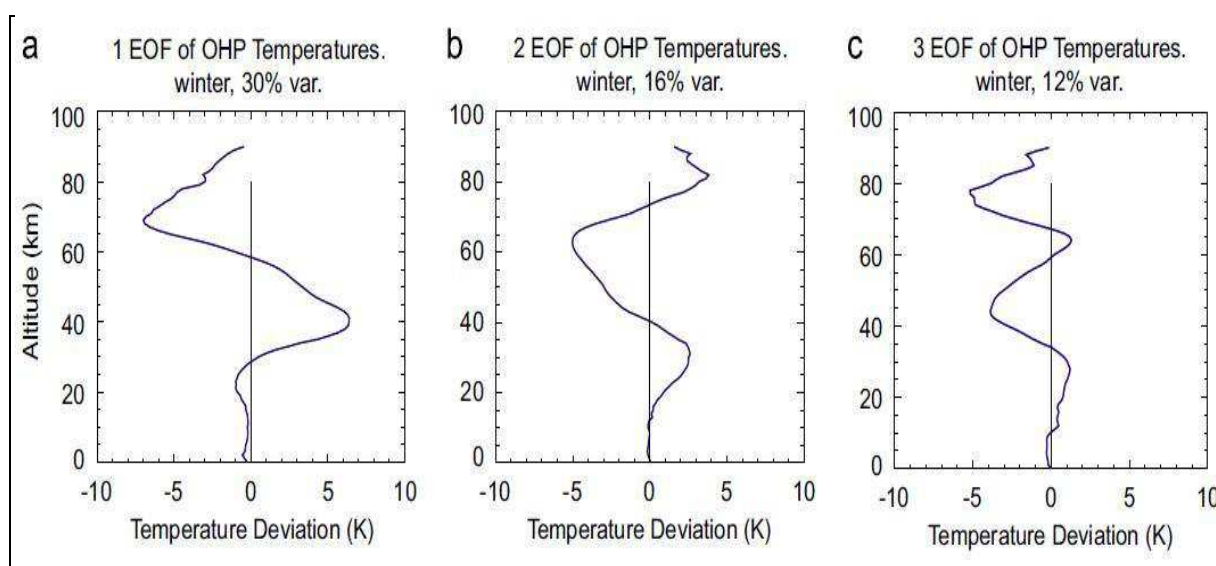


Figure 1.6 : Les trois premiers modes de variabilité de la température pour les mois d'hiver (décembre, janvier et février). Ils correspondent respectivement à (a) 30%, (b) 16% et (c) 12% de la variabilité. D'après [Keckhut *et al.*, 2011b].

En été, la variabilité est majoritairement localisée dans la mésosphère, ce qui reflète le déferlement des ondes de gravité qui y a lieu en cette saison.

1.1.4. Tendances de température

La température de l'atmosphère est expliquée par de nombreux facteurs parmi lesquels on peut citer le rayonnement solaire incident (partant, la localisation sur le globe ainsi que le moment dans la journée et dans l'année), l'humidité et l'altitude des masses d'air, la présence de réactions chimiques, etc. Le rayonnement solaire incident constitue la source très majoritaire d'énergie du système physique constitué de la surface de la Terre (comprenant notamment l'eau qui s'y trouve sous forme liquide ou solide ainsi que la biosphère) et de l'atmosphère qui l'entoure. En effet, près de quatre mille fois plus d'énergie provient du Soleil que de la seconde source d'énergie du système qu'est la radioactivité interne de la Terre (figure 1.7).

Rayonnement électromagnétique reçu du Soleil (principalement visible et IR)	$1,7 \cdot 10^{17} \text{ W}$
Géothermie (radioactivités à période longue : ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K)	$\sim 4,4 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Civilisation en 2010 ($\sim 10^9$ humains consommant 10 t de pétrole/an)	$1,6 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Énergie rotative dissipée par les marées	$2,8 \cdot 10^{12} \text{ W}$
Vent solaire (pour « cible magnétosphérique » de $25 R_{\text{Terre}} \sim 10^{14} \text{ W}$)	$\sim 2 \cdot 10^{11} \text{ W}$
Rayonnement du fond cosmologique (corps noir* à 2,7 K)	$1,6 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement électromagnétique reçu des étoiles (visible, IR)	$\sim 1,3 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement cosmique (protons, alphas...)	$9 \cdot 10^8 \text{ W}$
Météorites ($\sim 30\,000$ tonnes par an, supposant $v_{\text{impact}} \approx 20 \text{ km/s}$)	$\sim 2 \cdot 10^8 \text{ W}$

Figure 1.7 : Ordres de grandeur des flux énergétiques reçus par le système surface-atmosphère [von Balmoos, 2011].

En première approximation, l'énergie apportée par le rayonnement solaire est compensée par l'énergie radiative émise (et transmise) vers l'espace par le système surface-atmosphère. On parle alors d'**équilibre radiatif** global (le terme global rappelle la nature du système considéré). Différents échanges radiatifs ont également lieu à l'intérieur du système surface-atmosphère. La surface de la Terre émet des rayonnements situés dans l'infrarouge proche, autour de la longueur d'onde $10 \mu\text{m}$. Ce rayonnement tellurique est en partie absorbé (et réfléchi) par différents constituants de l'atmosphère, et seule une fraction (environ 10%) est transmise jusqu'à l'espace. Les **gaz à effet de serre** (GES) sont des composés présents dans l'atmosphère qui absorbent au moins une partie du rayonnement tellurique (sur un ou plusieurs intervalles de longueur d'onde). Ce faisant, ils empêchent cette part de rayonnement de parvenir jusqu'à l'espace, et donc de participer à l'équilibre radiatif global. Ils émettent certes leur propre rayonnement vers l'espace (ils émettent aussi un rayonnement vers le bas), également situé dans l'infrarouge proche, mais il est moindre. En effet, les GES étant globalement bien mélangés dans l'atmosphère, une part majoritaire d'entre eux (en pourcentage massique) est située dans la troposphère ainsi que dans les premiers kilomètres de la stratosphère. Ainsi, les gaz à effet de serre sont en moyenne plus froids que la surface terrestre, si bien que le rayonnement qu'ils émettent vers l'espace est moins énergétique que le rayonnement tellurique (en effet, le rayonnement émis par un corps est proportionnel à la puissance quatrième de sa température). La vapeur d'eau, le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4) font partie de ces GES, et sont présents naturellement dans l'atmosphère. Mais les activités humaines entraînent l'émission de certains gaz (parmi lesquels on trouve le CO_2 , le CH_4 ou encore le protoxyde d'azote, mais aussi certains composés de synthèse tels les chlorofluorocarbures, etc.) qui ajoutent un effet de serre supplémentaire à l'effet de serre naturel. De ce fait, la surface et les basses couches – la troposphère – reçoivent davantage d'énergie, ce qui tend à les réchauffer, tandis que les couches situées au-dessus des GES (telles la stratosphère et la mésosphère) reçoivent moins d'énergie radiative.

L'évolution de la température de la moyenne atmosphère est donc due pour partie à l'émission des GES. Mais il convient aussi de tenir compte des variations de la concentration

en **ozone** pour expliquer les tendances observées (de manière plus secondaire, il est également nécessaire d'inclure dans les calculs les quelques éruptions volcaniques suffisamment puissantes pour injecter des quantités non-négligeables d'aérosols – ou de précurseurs d'aérosols – dans la stratosphère). D'une part, comme nous l'avons vu ci-dessus, l'augmentation de la concentration des GES, constatée depuis la moitié du XIX^e siècle, refroidit la moyenne atmosphère [Meinshausen *et al.*, 2011]. D'autre part, on mesure une diminution de la concentration en ozone, ce qui entraîne également un refroidissement de la moyenne atmosphère. Globalement, le refroidissement de la stratosphère constaté sur les dernières décennies est évalué entre 0,5 et 0,75 K par décennie pour sa partie inférieure (de 20 km à 35 km) et entre 1,5 et 2,5 K par décennie au niveau de la stratopause [Ramaswamy *et al.*, 2001 ; Randel *et al.*, 2009]. Hare *et al.* [2004] attribuent à l'ozone un refroidissement moyen de la stratosphère de 0,17 K par décennie (sur la période qui s'étend de 1983 à 1999). Ils constatent eux aussi un refroidissement plus marqué au fur et à mesure que l'altitude augmente : la diminution de la température moyenne atteint jusqu'à 1,15 K par décennie à 1 hPa. En revanche, une étude comparant des simulations issues de différents modèles de climat arrive à la conclusion qu'en part relative la majeure partie du refroidissement de la basse stratosphère est liée à la diminution de la concentration en ozone, tandis que le refroidissement de la moyenne et de la haute stratosphère est causé autant par l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre que par la diminution de la concentration en ozone [Shine *et al.*, 2003]. Cependant, les mesures récentes semblent indiquer que la concentration en ozone a cessé de décroître suite aux mesures prises au niveau international pour limiter (puis totalement interdire) l'émission des gaz favorisant la destruction de l'ozone [Li *et al.*, 2009 ; Gebhardt *et al.*, 2013].

Par ailleurs, l'analyse des tendances de température dans la stratosphère nous permet de distinguer les réponses du système climatique aux forçages naturels et anthropiques [Hansen *et al.*, 1997]. Ainsi, bien que moins médiatisée et étudiée, l'évolution de la température de la moyenne atmosphère n'en constitue pas moins un témoin des émissions anthropogéniques – et de leurs conséquences sur le climat planétaire – aussi important que le « réchauffement climatique » de la troposphère. Néanmoins, si l'intérêt croissant porté aux données provenant de radiosondages et de satellites a certes permis de meilleures caractérisations et quantifications des tendances de température dans la troposphère et la basse stratosphère, il a également mis en lumière un relatif manque d'attention concernant les observations des couches plus élevées de l'atmosphère (moyenne et haute stratosphère, mésosphère), ainsi qu'un bien moindre nombre de données disponibles pour ces couches. Pourtant, la moyenne atmosphère atteste non seulement des conséquences de l'activité humaine mais elle est également le siège de phénomènes dynamiques de très grande amplitude dont les conséquences s'étendent dans l'ensemble de la troposphère. Ces événements sont nommés échauffements stratosphériques soudains.

1.2. Echauffements stratosphériques soudains

Nous avons vu que la moyenne atmosphère peut être le siège d'une activité dynamique intense. Les **échauffements stratosphériques soudains** (ESS) constituent des phénomènes

emblématiques de cette activité dynamique. Ils ont lieu essentiellement dans l'hémisphère nord, notamment pour les plus intenses d'entre eux, et concernent les hautes et moyennes latitudes. Dans l'hémisphère nord, ils se déclenchent au cours de la période qui s'étend d'octobre à mars (ce qui correspond à la saison d'hiver en météorologie). Ils prennent la forme de perturbations conséquentes de l'écoulement moyen, et se traduisent notamment par de fortes variations de température dans la moyenne atmosphère. Dans les cas les plus extrêmes, la température de la stratosphère peut augmenter d'une cinquantaine de degrés en l'espace de quelques jours seulement et l'écoulement circumpolaire – habituellement d'ouest en cette saison – peut s'inverser dans le même intervalle de temps. Les ESS constituent la première cause de variabilité inter-saisonnière dans la stratosphère [Keckhut *et al.*, 2011b].

Les échauffements stratosphériques ont été observés pour la première fois en 1952 par Richard Scherhag, mais ce n'est qu'à la fin des années 1950 que leur extension planétaire a été connue. En 1971, Matsuno [1971] publie le premier modèle simulant des échauffements stratosphériques. Depuis, les études concernant ce phénomène se sont multipliées. Cependant, les mécanismes exacts de la formation d'un échauffement stratosphérique ne sont pas encore tout à fait compris, et cet événement reste difficile à prévoir. Intéressons-nous tout d'abord au consensus actuel sur le déroulement d'un échauffement stratosphérique.

En hiver, la nuit polaire cause un refroidissement radiatif important de l'atmosphère des hautes latitudes, créant une intense dépression centrée autour du pôle, nommée vortex polaire. Autour de cette dépression s'enroulent de puissants vents d'ouest qui forment le courant jet de la nuit polaire (en anglais *polar night jet stream*). Ces vents zonaux sont régulés par le champ de température à travers l'équation du **vent thermique** (1a) : le gradient de température – négatif en allant vers le pôle – provoque une augmentation de la vitesse du vent avec l'altitude jusqu'à la tropopause.

$$\vec{v}_T = \frac{R}{f} * \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right) * \vec{k} \cdot \overrightarrow{\Delta_p T} \quad (1a)$$

où \vec{v}_T est le vecteur vent thermique horizontal, R la constante des gaz parfaits réduite ($R = 287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), f le facteur de Coriolis (qui varie de -1 au pôle Sud à +1 au pôle Nord et s'annule au niveau de l'équateur), p_0 et p_1 deux niveaux de pression, \vec{k} le vecteur unitaire vertical dirigé vers le haut, et $\overrightarrow{\Delta_p T}$ le vecteur gradient isobare (calculé sur une surface pression constante) de la température \bar{T} (température moyennée sur la verticale entre les niveaux p_0 et p_1).

Le courant jet qui en résulte délimite deux régions bien distinctes de l'atmosphère qui en temps normal se mélangent très peu entre elles : l'intérieur du vortex polaire, composé d'air très froid, et l'extérieur, où l'éclairement solaire maintient une certaine température. Lors d'un échauffement stratosphérique, le vent zonal se trouve affaibli, jusqu'à parfois s'inverser, et la circulation de la stratosphère devient hautement asymétrique. Ce changement est dû aux ondes atmosphériques qui entrent en interaction avec l'écoulement moyen. Les ondes concernées sont principalement les ondes de Rossby planétaires de mode 1 et 2

[Matsuno, 1971 ; Andrews *et al.*, 1987]. Les ondes déferlent tout d'abord dans la stratosphère, aux hautes latitudes. La friction des ondes qui en découle crée une augmentation de la température au pôle. En conséquence, le gradient méridien de température varie, impliquant un affaiblissement du vent zonal. Les ondes qui se propagent verticalement déferlent alors à des altitudes de plus en plus basses, car des vents d'ouest moins intenses (et *a fortiori* des vents d'est) les empêchent de se propager plus haut. L'intégrité du vortex polaire est compromise, si bien que de l'air extérieur chaud y pénètre. On note également des intrusions d'air mésosphérique qui descend dans la stratosphère en se réchauffant du fait de sa compression [Kvissel *et al.*, 2012]. D'importantes variations de température sont alors observées, parfois jusqu'à des latitudes assez basses (40°N) : on observe notamment (à 60°N) des augmentations de 10 K à 60 K dans la stratosphère qui s'étendent sur plusieurs semaines [Labitzke, 1972], auxquelles s'associe un refroidissement de la mésosphère [Cho *et al.*, 2004].

Il existe différents types d'échauffements stratosphériques. On parle d'**échauffement stratosphérique majeur** si le gradient de température calculé à 10 hPa et en moyenne zonale entre le pôle (85°N, ou 85°S pour l'hémisphère sud) et 60°N (ou 60°S) est positif pendant plus de 5 jours, et que pendant cette période le vent zonal moyen mesuré à 60°N (60°S) et à 10 hPa s'inverse (définition de l'Organisation Météorologique Mondiale, Andrews *et al.* [1987]). Cela correspond aux cas les plus spectaculaires, qui s'accompagnent des perturbations les plus importantes. Le vortex peut alors être déporté loin de sa zone d'équilibre initiale centrée autour du pôle – cas nommé déplacement du vortex – (figure 1.8), ou bien se scinder en deux parties après élongation – on parle alors de rupture du vortex (figure 1.9). La distinction entre ces deux types d'échauffements est analysée par Charlton and Polvani [2007], qui proposent une méthodologie quantitative de distinction basée sur l'étude de la vorticité absolue. La **vorticité** est un paramètre qui permet de décrire le mouvement de rotation d'un fluide. La **vorticité absolue** inclut en outre le paramètre de Coriolis, qui traduit la rotation propre de la Terre. La **vorticité potentielle** prend en compte l'éventuel étirement vertical (ou l'éventuelle compression verticale) de la masse d'air considérée, et reste constante si cette dernière subit une telle transformation. La vorticité potentielle est une grandeur caractéristique de la stratosphère car elle peut y prendre des valeurs élevées.

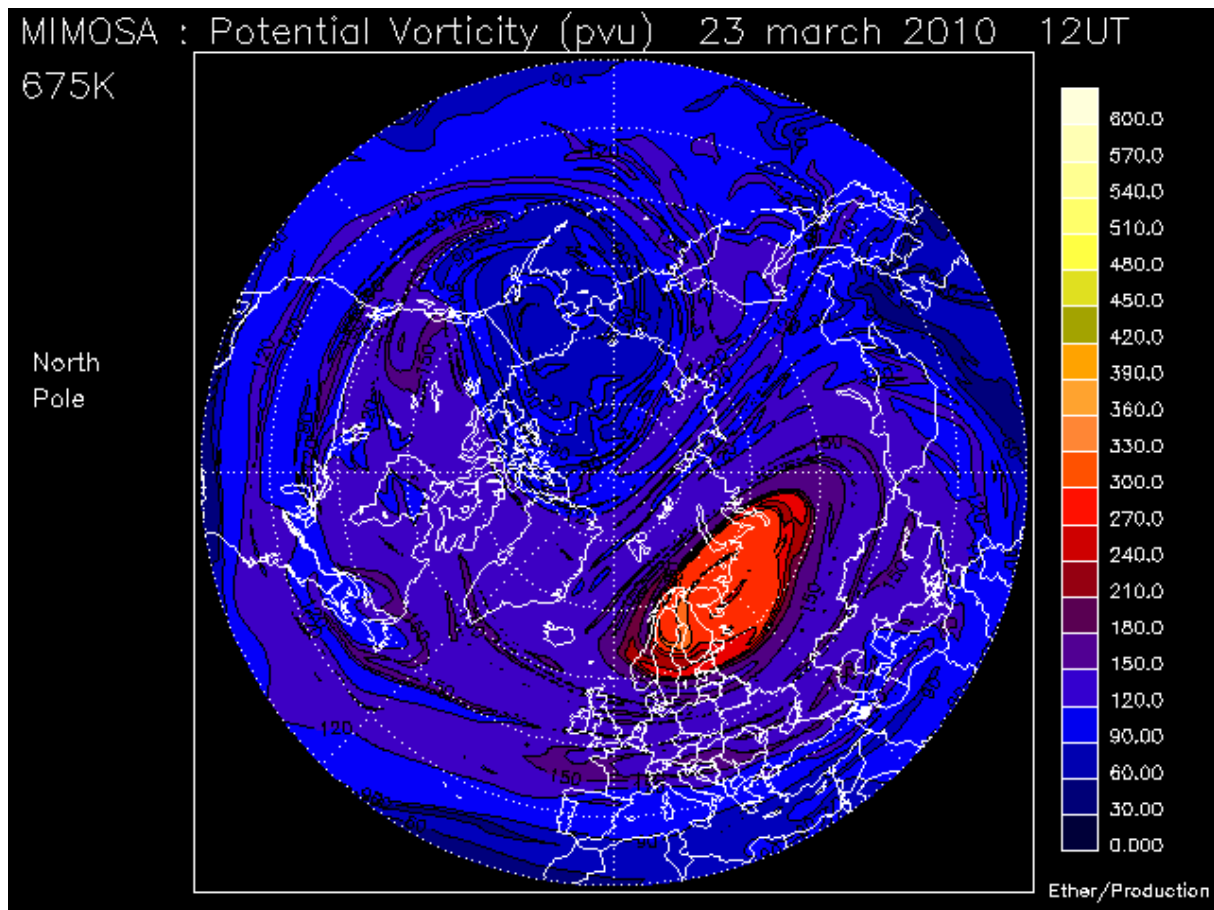


Figure 1.8 : Carte de la vorticité potentielle des hautes et moyennes latitudes le 23 mars 2010, lors d'un échauffement stratosphérique majeur de type déplacement. Le niveau 675 K correspond environ au niveau 20 hPa, soit environ 25 km d'altitude. Le vortex polaire correspond aux régions présentant une vorticité potentielle élevée (couleurs chaudes). On remarque un très net déplacement du vortex par rapport à sa position d'équilibre centrée sur le pôle. Cette carte a été obtenue grâce au modèle MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) et est issue du site d'archivage http://ether.ipsl.jussieu.fr/ether/pubipsl/mimosa_fr.jsp.

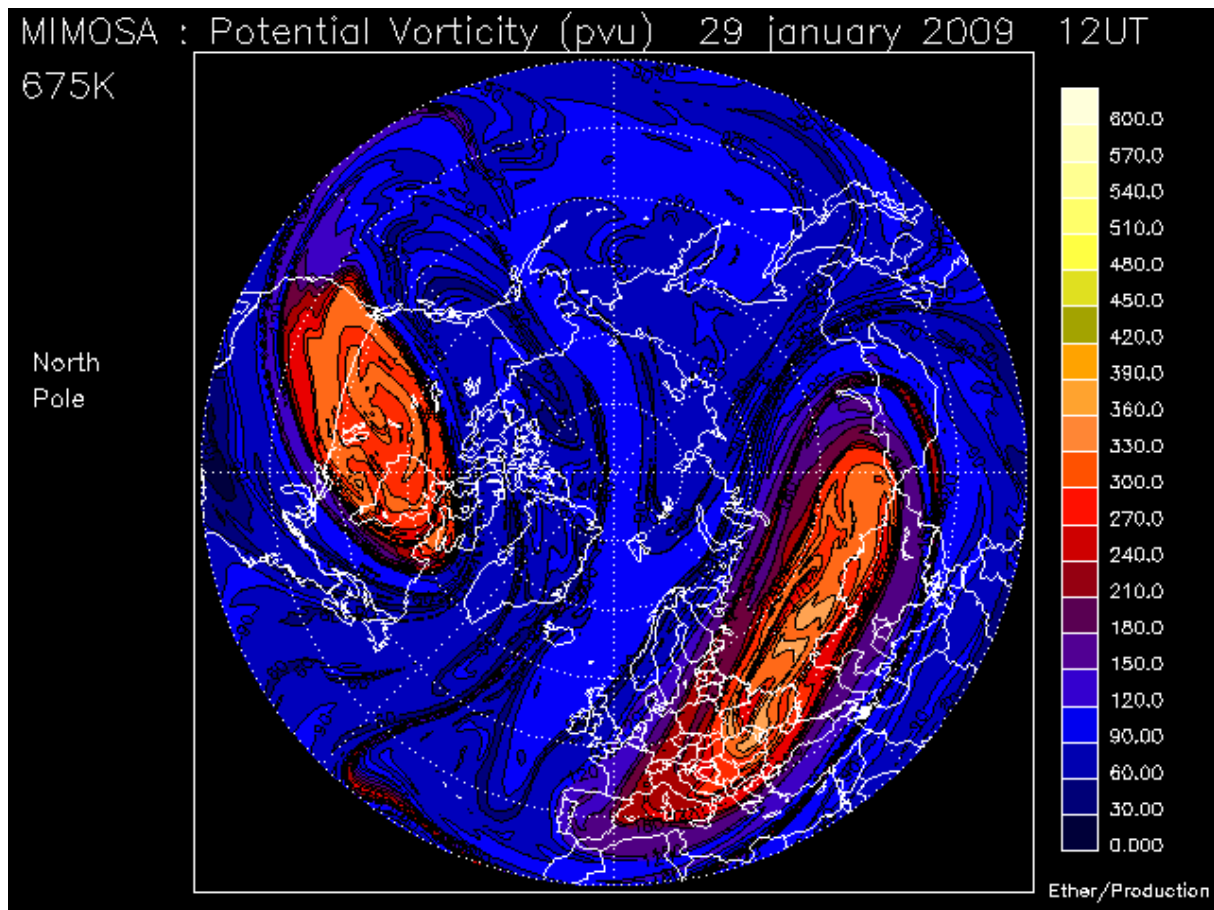


Figure 1.9 : Carte de la vorticité potentielle des hautes et moyennes latitudes le 29 janvier 2009, lors d'un échauffement stratosphérique majeur de type rupture. Le vortex polaire est scindé en deux parties distinctes et distantes de plusieurs milliers de kilomètres. Carte issue du modèle MIMOSA.

Les ESS majeurs sont observés dans l'hémisphère nord, hormis le cas exceptionnel de l'échauffement majeur qui a eu lieu en septembre 2002 dans l'hémisphère sud [Dowdy *et al.*, 2004 ; Krüger *et al.*, 2005]. Dans l'hémisphère nord, on dispose de mesures permettant de déterminer si un échauffement stratosphérique est majeur depuis l'hiver 1957-1958, soit 56 ans. Sur cette période, on recense 0, 1 ou 2 événements par hiver pour un total de 40 échauffements majeurs [Charlton et Polvani, 2007 ; Hitchcock *et al.*, 2013 ; Goncharenko *et al.*, 2013], soit une moyenne de 0,7 par an. Mais la répartition interannuelle est assez inégale et plusieurs années sans échauffement majeur peuvent se suivre (jusqu'à parfois près de dix années consécutives). Du reste, la répartition intra-annuelle de ces événements est elle aussi relativement inégale. Mais de nombreux échauffements stratosphériques de plus petite ampleur ont lieu chaque hiver : on parle alors d'**échauffements stratosphériques mineurs**.

Les échauffements stratosphériques constituent la première cause de variabilité de la circulation stratosphérique de l'hémisphère nord en hiver [Andrews *et al.*, 1987]. Des études récentes indiquent que l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre pourrait accentuer le forçage des ondes troposphériques et renforcer l'activité des ondes planétaires dans la stratosphère [Butchart *et al.*, 2006 ; Deckert and Dameris, 2008]. Compte tenu de

l'importance du rôle joué par ces ondes dans la formation des échauffements stratosphériques, les changements constatés dans la composition de l'atmosphère ont certainement des conséquences sur ces phénomènes, notamment sur leur occurrence, du fait également d'un affaiblissement des vents zonaux dans la moyenne atmosphère [Schimanke *et al.*, 2012]. De manière réciproque, ces répercussions sur l'activité dynamique (qu'elles prennent la forme d'une augmentation d'intensité, d'un décalage temporel, d'une occurrence croissante ou de toute autre perturbation) pourraient modifier la circulation de la stratosphère et donc également celle de la troposphère ainsi que les températures dans la troposphère jusqu'au niveau du sol [Baldwin *et al.*, 1994 ; Baldwin and Dunkerton, 2001 ; Baldwin *et al.*, 2001 ; Baldwin *et al.*, 2003 ; Baldwin *et al.*, 2007].

De nombreuses questions restent ouvertes concernant les ESS, que ce soit au sujet des conditions atmosphériques et dynamiques qui mènent à leur formation, de leur déroulement précis (l'enchaînement des événements qui les caractérisent), ou encore de leurs conséquences à court et moyen terme sur la météorologie troposphérique ou à plus long terme sur les tendances de température observées. Il apparaît crucial d'apporter des réponses à ces questions, particulièrement dans le contexte actuel.

1.3. Contexte scientifique général, motivations et objectifs de l'étude

L'augmentation des pressions humaines et naturelles sur l'environnement pose de nombreuses questions, aussi bien aux experts scientifiques des domaines concernés qu'à la communauté scientifique dans son ensemble, voire à la société toute entière. Pour les météorologues et les climatologues, il s'agit d'évaluer les conséquences de ces pressions sur le climat, et donc sur les activités humaines qui en dépendent toutes de manière directe ou indirecte (le département américain du Commerce estime que 70% des activités économiques sont sensibles aux aléas météorologiques).

Parmi les défis scientifiques que doivent relever la météorologie et la climatologie, nombreux sont ceux qui nécessitent une meilleure compréhension de la moyenne atmosphère et de ses liens avec la troposphère. Le rôle clé que joue la stratosphère sur le système climatique dans son ensemble a récemment suscité davantage d'attention. On sait maintenant que la dynamique et l'évolution de la moyenne atmosphère ont une influence déterminante sur le climat des premiers kilomètres de l'atmosphère. En effet, des exemples récents dans la littérature ont montré que l'on peut attribuer aux changements à long terme que connaît la stratosphère des phénomènes aussi variés que le déplacement vers le pôle du courant-jet de l'hémisphère sud en été [Lee *et al.*, 2013], une partie de la tendance de l'oscillation de l'Atlantique nord (NAO) vers des valeurs davantage positives dans les années 1990 [Scaife *et al.*, 2005], ou encore les changements dans la circulation profonde de l'océan [Waugh *et al.*, 2013]. La variabilité de la stratosphère a été reliée au climat troposphérique sur des échelles de temps allant de quelques jours [Charlton *et al.*, 2004] à plusieurs saisons [Sigmond *et al.*, 2013], et même jusqu'à quelques décennies [Manzini *et al.*, 2012]. Les ESS sont non seulement les plus importants des phénomènes dynamiques affectant la moyenne atmosphère, mais ils constituent également les manifestations les plus évidentes et les plus fortes du

couplage dynamique inhérent au système troposphère-stratosphère [Charlton and Polvani, 2007]. L'influence de l'état de la stratosphère sur la circulation troposphérique est maintenant largement reconnue. Elle a en effet été étayée par des études s'appuyant tant sur des observations [Baldwin and Dunkerton, 2001 ; Thompson and Solomon, 2002 ; Thompson et al., 2002] que sur des modèles [Shindell et al., 1999 ; Sexton, 2001 ; Polvani and Kushner, 2002 ; Gillett and Thompson, 2003 ; Norton, 2003 ; Charlton et al., 2004]. Par ailleurs, les échauffements stratosphériques ont également des conséquences sur la diminution de la concentration en ozone [de Laat and van Weele, 2011 ; Päiväranta et al., 2013]. Ces différents éléments sont autant d'indicateurs montrant qu'améliorer notre connaissance des échauffements stratosphériques et notamment de leurs conséquences troposphériques s'avère crucial pour la compréhension du système climatique global.

Les tendances de température (de la troposphère comme de la moyenne et de la haute atmosphère) sont habituellement calculées à partir de moyennes mensuelles, les données pouvant provenir de radiosondages, de fusées, de lidar ou encore de satellites. On constate que les résultats peuvent varier fortement d'une source à l'autre [Thompson et al., 2012]. De plus, ces estimations souffrent de dérives instrumentales, de discontinuités et d'incertitudes causées par l'échantillonnage des données issues de satellites [Ramaswamy et al., 2001 ; Beig et al., 2003 ; Randel et al., 2009]. Par ailleurs, les séries de données obtenues présentent souvent une extension spatiale (que ce soit la couverture horizontale ou l'amplitude verticale) ou temporelle limitée. Nishizawa et Yoden [2005] ajoutent que les incertitudes pesant sur l'estimation des tendances de température sont augmentées par des forçages extérieurs périodiques de longue période, tel que le cycle solaire de 11 ans, et des forçages extérieurs intermittents comme les éruptions volcaniques majeures. Des analyses multi-régression prenant en compte la variabilité naturelle ont été conduites, mais elles présentent toujours d'importantes incertitudes [Kerzenmacher et al., 2006]. Or il est connu que les phénomènes dynamiques ont une importance fondamentale sur les températures de la moyenne atmosphère. Ces phénomènes sont les plus prégnants en hiver tout en étant inégalement répartis au cours de la saison selon les années, causant une importante variabilité des températures tant intra-saisonnière qu'interannuelle. Ainsi la moyenne des températures ne traduit-elle pas nécessairement toute l'information physique contenue dans une série de données. En effet, Keckhut et al. [2011a], qui soulignent eux aussi les limitations énoncées au paragraphe précédent, suggèrent que des analyses s'intéressant plus particulièrement aux distributions de température soient entreprises, notamment en hiver où les échauffements stratosphériques affectent fortement la valeur moyenne. Du reste, les tendances de températures qui s'appuient sur des moyennes mensuelles montrent une différence entre été et hiver, ainsi que des différences selon la longitude considérée. Compte tenu de ces éléments, il nous apparaît qu'une étude prenant davantage en compte l'importante variabilité interannuelle, due pour partie aux échauffements stratosphériques, permettrait d'une part une meilleure compréhension des phénomènes en jeu ainsi que de leurs conséquences, d'autre part l'obtention de résultats – notamment sous la forme de tendances de température – distinguant les processus radiatifs, associés aux processus dynamiques de fond, des événements dynamiques majeurs. En outre, on constate un fort besoin d'étudier des données à la fois de qualité et d'extension temporelle importante.

De plus, la plupart des études s'intéressant aux échauffements stratosphériques et à leur impact sur la moyenne atmosphère et la troposphère se basent sur des analyses de champs horizontaux (à titre d'exemple nous pouvons citer *Charlton and Polvani* [2007] et *Charlton et al.* [2007]) ou, comme nous l'avons vu précédemment, sur des séries de mesures à l'extension verticale limitée. Un travail s'appuyant sur des données présentant une importante couverture en altitude s'avérera complémentaire de la littérature existante.

Enfin, il a été vu que les tendances de température de la troposphère ont été étudiées avec profusion car elles concernent directement l'activité humaine. Cependant, on ne saurait en dire autant des tendances concernant les couches supérieures de l'atmosphère, qui ont été étudiées en premier lieu pour apporter des éléments de réponse à la diminution de l'ozone stratosphérique. Cet état de fait est en partie dû à un moindre nombre de données ainsi qu'à un relatif désintérêt par rapport aux plus basses couches. En conséquence, alors que les études s'intéressant aux tendances de température dans la troposphère se concentrent davantage sur la rapidité de leur évolution, les recherches conduites sur les tendances stratosphériques se tournent plutôt vers leurs causes. Ceci s'explique par le fait que ces recherches s'appuient davantage sur des simulations provenant de modèles, principalement ceux qui cherchent à recréer l'évolution statistique du climat, que sur des observations [*Seidel et al.*, 2011]. Notre étude cherchera donc, là aussi, à prendre le contrepied des approches déjà adoptées en s'intéressant soit à des données issues d'une technologie différente – le lidar –, soit à des simulations provenant de modèles forcés par les analyses météorologiques. La nécessité de disposer de données à la fois plus nombreuses et de meilleure qualité dans la moyenne atmosphère a motivé le projet ARISE (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe), dans le cadre duquel certains des travaux présentés ici ont été menés. Il s'agit de développer et de connecter entre eux différents réseaux de stations et d'instruments de mesures – notamment le lidar – permettant d'observer et de quantifier l'état de l'atmosphère de manière plus précise et plus régulière qu'auparavant.

Les différents éléments d'introduction que nous venons d'aborder mettent à jour plusieurs pistes d'investigation. Dans le cadre de ce travail, nous nous adressons plus particulièrement aux questions suivantes.

- Quel impact les ESS ont-ils sur les estimations de tendances de température ? Peuvent-ils expliquer la différence constatée entre l'hiver et l'été ? Qu'en est-il des différences observées entre les deux hémisphères, ou selon la longitude ?
- Quels sont les conditions d'apparition d'un échauffement stratosphérique ? Quel état de l'atmosphère la favorise ? Peut-on distinguer des signes précurseurs de ces phénomènes ?
- Comment évolue l'occurrence de ces événements, et quelle évolution est-on en droit d'attendre pour les années à venir ?
- Quelles sont les conséquences à court et moyen termes de ces phénomènes dynamiques sur la troposphère et sur la moyenne atmosphère ?
- Peut-on distinguer les deux types d'échauffements en analysant l'évolution des températures au cours de l'hiver ?

Le chapitre suivant s'intéressera à l'analyse des séries lidar mesurées à l'Observatoire de Haute-Provence. On y décrira notamment la nouvelle méthodologie développée pour séparer la contribution radiative de la contribution dynamique. Nous étudierons ensuite, dans le chapitre 3, les données issues d'une simulation calculée avec le modèle Canadian Middle Atmosphere Model. Il s'agira alors de mettre en œuvre notre méthode d'analyse à une échelle globale et de comparer les résultats à ceux obtenus à partir des données lidar. Dans le chapitre 4, on s'appuiera sur le modèle RACCORD pour examiner plus en détail les conditions de formation d'un échauffement stratosphérique. Dans un dernier chapitre, on se basera sur la méthodologie développée ainsi que sur les différents enseignements acquis pour étudier le cas de l'hiver 2012-2013. Enfin, une conclusion résumera les principaux résultats de notre étude. Ces derniers nous fourniront un point de départ pour proposer également des pistes de réflexion pour des travaux futurs.

Chapitre 2. Analyse des données lidar de l'Observatoire de Haute-Provence

2.1. Introduction

Nous venons de mettre en lumière le manque d'analyses s'intéressant à l'impact des échauffements stratosphériques sur la variabilité de la température, basées sur des observations de qualité et à l'extension (tant verticale que temporelle) importante. Dans cette première étude, nous analysons une série de données lidar (et radiosondages) exceptionnelle par sa régularité et sa longueur. L'objectif est de constater quel est l'impact des échauffements stratosphériques soudains sur les distributions de températures. Nous développons une nouvelle méthode de calcul des tendances de température qui prend en compte cet impact et permet de le filtrer pour isoler la contribution radiative. Les résultats sont comparés aux approches habituelles. On s'appuie également sur cette méthodologie pour chercher à mieux caractériser l'évolution de la température au cours d'un échauffement, en distinguant les deux types d'événements (rupture et déplacement).

2.2. Description des données analysées

2.2.1. Mesures de température

Les techniques permettant de mesurer la température de l'atmosphère sont très nombreuses. Nous nous arrêterons plus précisément sur deux d'entre elles – les radiosondages et le lidar – qui sont les seules à fournir des données résolues verticalement sur une échelle verticale importante, disposant d'une continuité temporelle quasi journalière compatible avec les phénomènes étudiés, et souffrant peu de discontinuités dues à des remplacements par de nouveaux instruments différemment calibrés. C'est pourquoi les données que nous avons choisi d'analyser dans ce chapitre proviennent de ces instruments.

2.2.1.1. Mesures par radiosondages

Les radiosondages consistent en un ensemble de capteurs mesurant différents paramètres physiques (habituellement la pression, la température, l'humidité, la direction et la vitesse du vent, etc.) reliés à un ballon qui s'élève depuis le sol jusqu'à son altitude d'éclatement, généralement comprise entre 20 km et 30 km.

L'incertitude sur la mesure de température provient de deux causes : l'erreur faite sur le calcul de l'altitude à partir de la pression, et l'erreur sur la mesure elle-même [Keckhut *et al.*, 1993]. Ces deux sources d'erreur sont comprises entre 1 K et 3 K maximum à 30 km. Cependant, l'incertitude concernant la détermination de l'altitude a été améliorée jusqu'à atteindre 0,2 K depuis l'implémentation d'un GPS. Le remplacement régulier des capteurs de

température par des modèles plus modernes a permis des mesures toujours plus précises. *Jeannet et al.* [2008] ont comparé des séries de mesures issues de différents radiosondages nocturnes et ont noté une amélioration de l'incertitude sur la mesure de température à 10 hPa : l'erreur systématique est passée d'un peu plus de 4 K en 1984 à moins de 2 K depuis 2001, tandis que l'erreur aléatoire a évolué de 2 K en 1984 à moins de 0,5 K depuis 1993. D'autres sources [*Vaisala white paper*, 2011] confirment que les instruments récents permettent de limiter les incertitudes des mesures de nuit à 0,3 K en-dessous de 16 km et 0,6 K au-dessus.

Les mesures par radiosondages souffrent de leur altitude maximale qui les limite à la basse stratosphère. Or nous cherchons à étudier la moyenne atmosphère dans son ensemble : il s'agit donc de se tourner vers d'autres instruments de mesure pour compléter les données radiosondages.

2.2.1.2. Mesures par lidar

Le lidar utilise un principe semblable à celui du radar mais dans le domaine spectral des ondes optiques. Des impulsions monochromatiques provenant d'un laser sont envoyées dans l'atmosphère et une analyse temporelle du signal rétrodiffusé ou réémis par les particules de l'atmosphère permet d'obtenir des informations sur sa structure et sa composition en fonction de l'altitude. Ainsi une couche nuageuse suffisamment épaisse empêche toute mesure aux niveaux supérieurs. La longueur d'onde de réception peut être soit identique à la longueur d'onde d'émission (diffusion Rayleigh, Mie et résonante), soit supérieure à la longueur d'onde d'émission (diffusion Raman ou émission fluorescente). Pour les mesures de température, on choisit la longueur d'onde d'émission en dehors des raies de résonance des atomes et des bandes d'absorption des molécules atmosphériques, et on ne considère que la rétrodiffusion à la longueur d'onde d'émission. Les seuls processus pouvant intervenir sont alors la diffusion Rayleigh par les molécules de l'air et la diffusion Mie par les aérosols atmosphériques. Au-dessus de 30 km à 35 km d'altitude, la contribution de la diffusion Mie est négligeable par rapport à celle de la diffusion Rayleigh, si bien que le signal rétrodiffusé est directement proportionnel à la densité atmosphérique. La température est ensuite déduite de la mesure de densité en appliquant à l'atmosphère les hypothèses de l'équilibre hydrostatique et la loi des gaz parfaits [*Hauchecorne et Chanin*, 1980].

Les comparaisons entre des mesures fournies par radiosondes et d'autres provenant de lidar montrent un très bon accord entre 30 km et 35 km, avec des écarts n'excédant jamais 1 K [*Keckhut et al.*, 1993].

À une échelle globale, les mesures par lidar sont limitées par leur faible échantillonnage, aussi bien temporel que spatial. Nous chercherons donc à atténuer ces limitations en optant pour une station lidar qui dispose de mesures les plus régulières et les plus nombreuses possible, puis – dans les chapitres suivants – en étendant notre étude à d'autres régions du globe provenant de simulations issues de modèles climatiques globaux. La station lidar choisie est celle de l'Observatoire de Haute-Provence (OHP).

2.2.2. Description des séries de température analysées

Les séries temporelles de température étudiées ici sont construites à partir des radiosondages de la station météorologique de Nîmes et des mesures lidar effectuées à l'OHP.

2.2.2.1. Radiosondages de Nîmes

Météo-France effectue des radiosondages depuis de multiples stations, dont celle de Nîmes (43,85°N ; 4,4°E), qui est la plus proche de la station lidar de l'OHP. Les mesures y ont lieu deux fois par jour, à 00 TU (temps universel) et 12 TU, par convention de l'Organisation météorologique mondiale. Le tableau 2.1, reproduit ci-dessous, indique les modèles de sondes successivement utilisées.

Tableau 2.1 : Modèle des sondes utilisées à la station Météo-France de Nîmes depuis 1978.

Période	Modèle
1978 – 1981	MESURAL
1981 – Été 2001	VAISALA RS80
Été 2001 – Été 2005	VAISALA RS90
Été 2005 – Mi-2007	VAISALA RS92
Mi-2007 – Présent	MODEM M2K2DC

L'altitude maximale moyenne atteinte par les radiosondages de Nîmes est de 24 km, et le nombre moyen de jours sans mesures est de 11,5 par an, soit 3%.

2.2.2.2. Mesures par lidar à l'Observatoire de Haute-Provence

Des premières mesures de température par lidar ont été initiées à l'OHP (43,93°N ; 5,72°E) par le Service d'Aéronomie dès 1977 (le SA s'associe en 2009 avec le CETP – Centre d'Études des Environnements Terrestres et Planétaires – et deviendra ainsi le LATMOS). Des relevés plus réguliers ont été menés depuis octobre 1978, et constituent depuis lors la plus longue série de mesures de température par lidar. Ces mesures sont effectuées dans le cadre du réseau NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) depuis son lancement en 1991. Elles sont archivées par le Centre de Données de Chimie Atmosphérique Ether sur la base de données du NDACC hébergé par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), et sont disponibles publiquement à l'adresse <http://www.ndacc.org>. La résolution verticale, à l'origine de 300 m, a été améliorée à 75 m depuis 1994. Afin d'améliorer la précision des mesures et ce faisant de permettre une analyse climatologique homogène, les données sont lissées verticalement à l'aide d'une fenêtre de Hamming de 3 km, et sont intégrées temporellement sur toute la nuit de mesures. La durée d'intégration est typiquement de 2 h à 3 h, mais peut varier d'une heure à 12 h, notamment en fonction des conditions climatiques. Au fur et à mesure des années, les profils de température ont atteint des maxima d'altitude de plus en plus élevés, grâce à l'utilisation de lasers plus puissants. Ainsi, alors que les premiers profils d'octobre 1978 ne dépassaient pas 61 km, 2 km supplémentaires étaient déjà gagnés une quinzaine de jours plus tard, et l'altitude de 67 km a été atteinte avant la fin de l'année. Après deux années supplémentaires, à la fin du mois de janvier 1981, les profils s'étendaient jusqu'à 76 km. Puis

à 84 km six mois plus tard, et à 89 km en mai 1982. Finalement, l'altitude de 90 km fut atteinte à la fin de l'année 1983. En 2010, cette série s'est interrompue du fait de problèmes concernant d'abord le laser, puis l'électronique. L'instrument est à nouveau opérationnel depuis septembre 2012, date à laquelle il a repris un rythme d'observations élevé dans la cadre du projet ARISE.

L'incertitude statistique des mesures est inférieure à 1 K en-dessous de 70 km. Au-delà, l'incertitude augmente avec l'altitude. Une erreur systématique peut exister autour de 30 km et au-delà de 70 km [Keckhut *et al.*, 1993]. Cependant, de multiples validations croisées ont été proposées dans le cadre du NDACC, comparant les données issues du lidar à celles provenant de systèmes mobiles [Singh *et al.*, 1996], de satellites et d'autres lidars [Wild *et al.*, 1995 ; Keckhut *et al.*, 2011a], ou encore de modèles [Leblanc *et al.*, 1998], et n'ont pas révélé d'écarts importants [Keckhut *et al.*, 2004], sauf suite aux éruptions volcaniques les plus massives, lorsque des aérosols ont été projetés jusqu'à 30 km d'altitude [Keckhut *et al.*, 1995].

On dispose de 3678 profils de température d'octobre 1978 à la fin de l'année 2009, soit environ un profil tous les trois jours. Le nombre de jours de mesures par mois est étudié et illustré par Keckhut *et al.* [2011a]. Le nombre moyen de jours manquants entre deux mesures est de 2,1, et l'écart type est de 7,1 jours. Ces chiffres sont réduits à 1,7 jour et 3,5 jours si l'on exclut les 19 périodes où les mesures ont dû être interrompues pendant plus de 40 jours (à cause de problèmes instrumentaux ou lors d'arrêts des opérations). Ces périodes sont évitées dans notre étude. La qualité des données s'est améliorée au fil des ans, et ce à différents égards. Tout d'abord, les mesures ont été globalement de plus en plus régulières. Parmi les 19 périodes sans mesures les plus importantes mentionnées ci-dessus, 8 sont antérieures à 1981. Ensuite, l'altitude maximale des mesures a été progressivement portée jusqu'à 90 km et plus. Enfin, la précision des mesures s'est améliorée grâce à l'utilisation d'instruments de qualité croissante, et grâce à une meilleure compréhension des sources d'erreur [Keckhut *et al.*, 1993].

2.2.2.3. Série de température finale

Pour notre étude, les données perturbées par les éruptions volcaniques les plus importantes sont écartées, et les mesures de températures au-delà de 90 km ne sont pas prises en compte. De même, les périodes sans mesures les plus importantes seront soit évitées parce qu'elles ne concernent pas l'hiver, soit écartées. Deux interpolations linéaires sont successivement effectuées : la première permet d'obtenir un profil de température quotidien à partir des données lidar (de même pour les rares jours sans mesures pour les radiosondages), la seconde permet de raccorder ces profils aux radiosondages relevés à 00 TU, comme illustré par l'exemple du 3 janvier 2009 (le premier jour où l'on dispose de mesures lidar pour cette année) illustré par la figure 2.1.

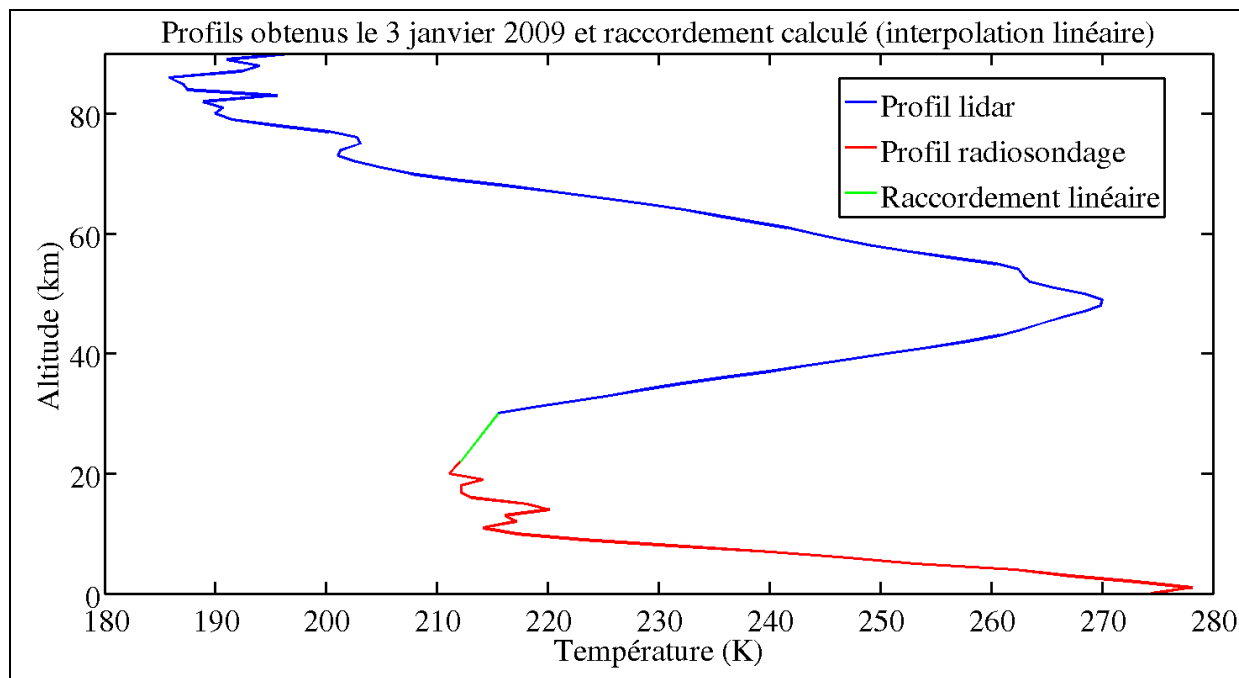


Figure 2.1 : Profils lidar (bleu) et radiosondage (rouge) obtenus pour le 3 janvier 2009. Le raccordement linéaire est indiqué en vert. Les mesures radiosondages s’étendent jusqu’à 23 km d’altitude, les données lidar commencent à 30 km.

D’une manière générale, les altitudes les plus concernées par le raccordement linéaire sont celles situées juste en-dessous de 30 km, l’altitude où commencent les mesures lidar. En moyenne, le raccordement concerne une zone d’extension verticale 6 km, centrée autour de l’altitude 26,5 km.

La série finale qui résulte de ce traitement s’étend d’octobre 1978 à fin décembre 2009, et est composée d’un profil quotidien comprenant une valeur par kilomètre du sol (0 km) à la haute mésosphère (90 km).

2.2.3. Pertinence et limites de la série de données analysée

2.2.3.1. Situation géographique des stations de mesures et observation des échauffements stratosphériques

Bien que les stations de Nîmes et de l’OHP soient situées dans les moyennes latitudes, on peut y observer les perturbations du vortex polaire. En effet, le jet-stream peut être localisé à des latitudes minimales allant jusqu’à 40°N. De plus, le vortex polaire ne reste pas strictement vertical, mais peut au contraire se tordre fortement, particulièrement lors de perturbations dynamiques importantes de la moyenne atmosphère comme les échauffements stratosphériques. La partie inférieure du vortex est alors généralement décalée en direction de l’Europe, tandis que la partie supérieure se trouve davantage à l’ouest, ce qu’il est possible de voir par exemple sur les cartes fournies par MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Mésos-échelle de l’Ozone Stratosphérique par Advection) et disponibles sur le site http://ether.ipsl.jussieu.fr/ether/pubipsl/mimosa_fr.jsp Ceci est confirmé par *Godin et al.* [2002], qui analysent les concentrations d’ozone au-dessus de l’OHP et montrent que des excursions du vortex polaire y ont lieu. Enfin, il est à noter que la localisation du vortex par

rapport à la surface de la Terre est similaire pour des échauffements d'un même type (déplacement ou rupture) [Matthewman *et al.*, 2009].

2.2.3.2. Limites d'une étude locale

Par essence, les mesures issues de radiosondage et de lidar sont locales. Ainsi notre étude est-elle nécessairement limitée spatialement comparée aux travaux s'appuyant sur des données issues d'un réseau de stations ou de satellites. Cependant, il serait possible d'étendre notre analyse en l'appliquant à d'autres séries de données issues de sources locales différentes (autres stations lidar, radiosondages, fusées etc.), bien que leur échantillonnage plus réduit risque de rendre les résultats moins précis voire dans certains cas rende l'application de notre méthodologie purement impossible. Il est surtout important d'examiner des observations globales ou quasi-globales. Celles provenant de satellites sont souvent limitées par une moindre extension verticale ou temporelle, ou encore par leur faible résolution verticale. Un compromis consiste à utiliser l'analyse des simulations numériques de modèles forcés par les analyses météorologiques qui présentent l'extension spatiale recherchée. Parmi ces modèles, deux sont étudiés ici : CMAM dans le chapitre 3 et RACCORD au chapitre 4.

2.2.3.3. Limites dues à la qualité des mesures et à leur traitement

Les mesures lidar sont par nature irrégulières, notamment du fait des conditions atmosphériques exigées pour leur bon déroulement (ciel clair). À cette irrégularité intrinsèque s'ajoute une irrégularité extrinsèque, due à des problèmes techniques sur les instruments, des périodes de maintenance ou encore dans certains cas des manque de personnel pour procéder aux mesures, car le lidar est une technique qui ne peut être entièrement automatisée. Les interpolations basiques effectuées sur les jeux de données disponibles peuvent dans certains cas résulter en des valeurs relativement éloignées de la réalité : c'est notamment le cas lorsque plusieurs jours séparent deux mesures au moment d'une variation importante de la température, comme lors d'un échauffement stratosphérique. Ces cas, rares, ont dans la mesure du possible été évités lors de notre étude : toutes causes confondues, ce sont environ un cinquième des hivers qui ont été exclus de notre étude (voir le tableau 2.4 du paragraphe 2.5.1.).

2.2.3.4. Conclusion sur la qualité de la série analysée

Malgré des limites tant intrinsèques qu'extrinsèques, la série de données que nous étudions reste exceptionnelle car elle propose une moyenne d'un profil réellement mesuré tous les trois jours, sur plus de trois décennies. De plus, la situation géographique des stations permet l'observation des échauffements stratosphériques, dont les perturbations associées concernent nécessairement le bord du vortex polaire. Ainsi la série temporelle analysée permet-elle une étude statistique et climatologique poussée des effets des échauffements stratosphériques.

2.3. Notion de température de fond

2.3.1. Étude préliminaire et hypothèses

2.3.1.1. Premières observations

Pour visualiser la variabilité interannuelle de la température, une première idée naturelle est de représenter le cycle annuel. Afin de lisser les courbes obtenues, une moyenne glissante sur 15 jours est effectuée sur le cycle annuel moyen résultant des 31 années de mesures (1979 à 2009). Une forte périodicité annuelle est constatée à 40 km (figure 2.2), la température allant de 243 K en novembre à 258 K en juin, tandis qu'à 65 km on observe également une forte signature semi-annuelle, la température minimale étant ainsi atteinte un mois et demi seulement après la température maximale (respectivement 223 K à la fin décembre et 239 K à la mi-novembre). On note par ailleurs une anti-corrélation entre les deux courbes sur la première moitié de l'hiver (d'octobre à fin décembre). Le signal semi-annuel apparaît de manière non négligeable à partir de 55 km.

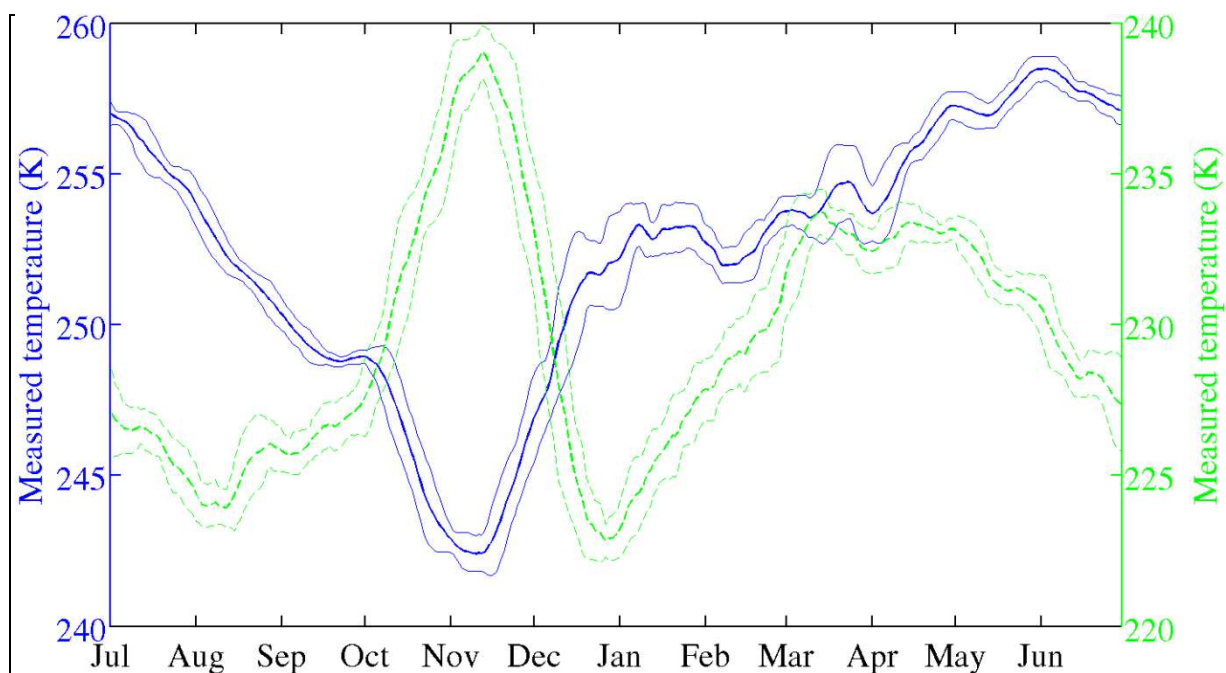


Figure 2.2 : Cycle annuel moyen (moyenne glissante sur 15 jours du cycle annuel moyen calculé à partir de l'ensemble des données de 1979 à 2009) des températures à 40 km (courbe bleue en trait plein) et 65 km (courbe en tirets verte). Les courbes en trait fin sont décalées de plus ou moins un écart-type par rapport à la moyenne.

Ces évolutions peuvent être approximées par des courbes sinusoïdales [*She et al.*, 1995 ; *Leblanc et al.*, 1998]. Cependant, on remarque que le cycle annuel à 40 km est fortement perturbé en hiver, notamment par deux causes conjointes. Premièrement, la variabilité de la température de la moyenne atmosphère est plus forte en hiver qu'en été (respectivement 1 K et 0,5 K), comme l'ont souligné *Hauchecorne et al.* [1991] ; deuxièmement, la température est plus élevée (en hiver) que la température attendue avec une courbe sinusoïdale. Ces deux aspects sont des signatures caractéristiques des événements dynamiques importants qui ont lieu en hiver aux moyennes et hautes latitudes, comme les échauffements stratosphériques. Un

autre marqueur de l'activité dynamique renforcée qui a lieu en hiver est l'activité des ondes atmosphériques : elle aussi atteint un maximum au cours de cette période [Wilson *et al.*, 1991].

Une deuxième façon de visualiser et d'étudier la variabilité de la température est de s'intéresser aux distributions des anomalies de températures pour différentes périodes réparties sur l'ensemble de l'année. Ici, nous calculons les anomalies de températures par rapport au cycle annuel décrit ci-dessus (figure 2.2), et nous nous intéressons à des périodes d'une quinzaine de jours (soit deux quinzaines par mois). Les données considérées s'étendent sur l'ensemble de la série (soit de 1979 à 2009), cela permet donc d'avoir environ 465 valeurs par période. Tout d'abord, on calcule l'écart-type pour chaque période, ce qui fournit une nouvelle source d'informations quant à l'évolution de la variabilité de la température au cours de l'année (figure 2.3).

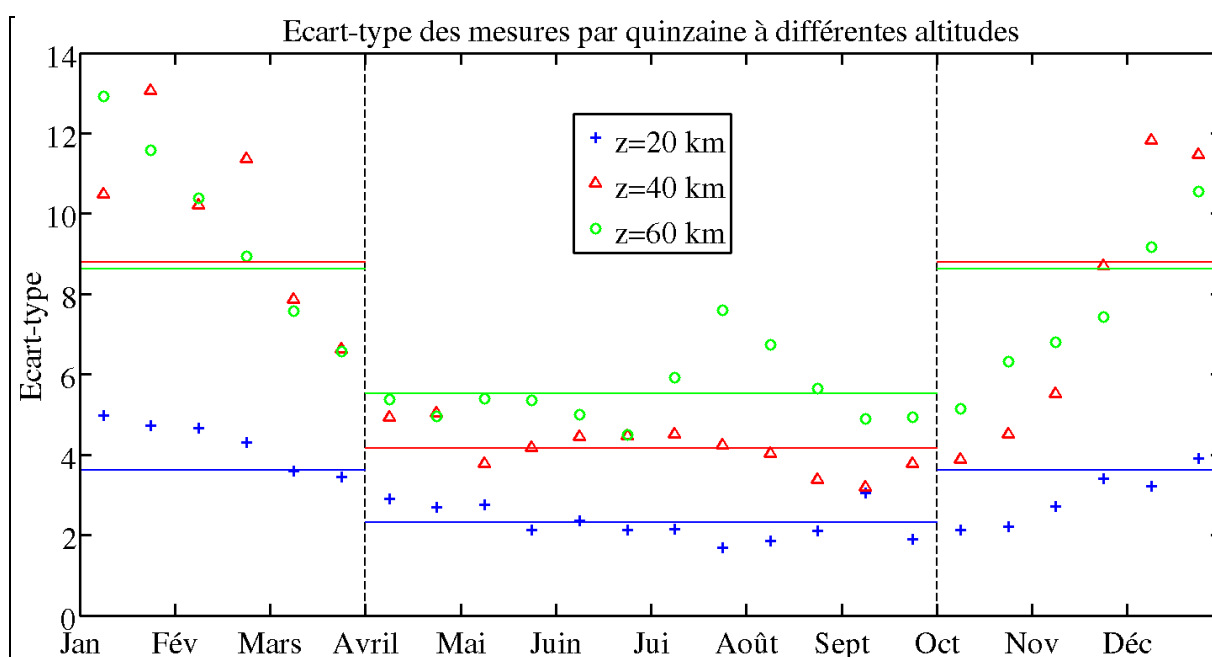


Figure 2.3 : Écart-type des distributions de température par quinzaine à 20 km, 40 km et 60 km d'altitude. Les lignes verticales tiretées noires délimitent l'hiver de l'été. Les lignes horizontales indiquent les valeurs moyennes de l'écart-type pour chaque saison.

On remarque que l'écart-type est systématiquement plus élevé en hiver qu'en été : il est 55% plus élevé à 20 km et 60 km, et plus de deux fois plus élevé à 40 km. Les valeurs maximales sont atteintes de décembre à février alors que les valeurs minimales se rencontrent quasiment tout au long de l'été (sauf à 60 km où le cycle semi-annuel marqué fait remonter la variabilité en juillet et en août).

Ensuite, on étudie directement les distributions des anomalies de températures par quinzaine. On représente ici deux exemples parmi les 24 quinzaines de l'année : la deuxième quinzaine de mai et la première quinzaine de février (figure 2.4).

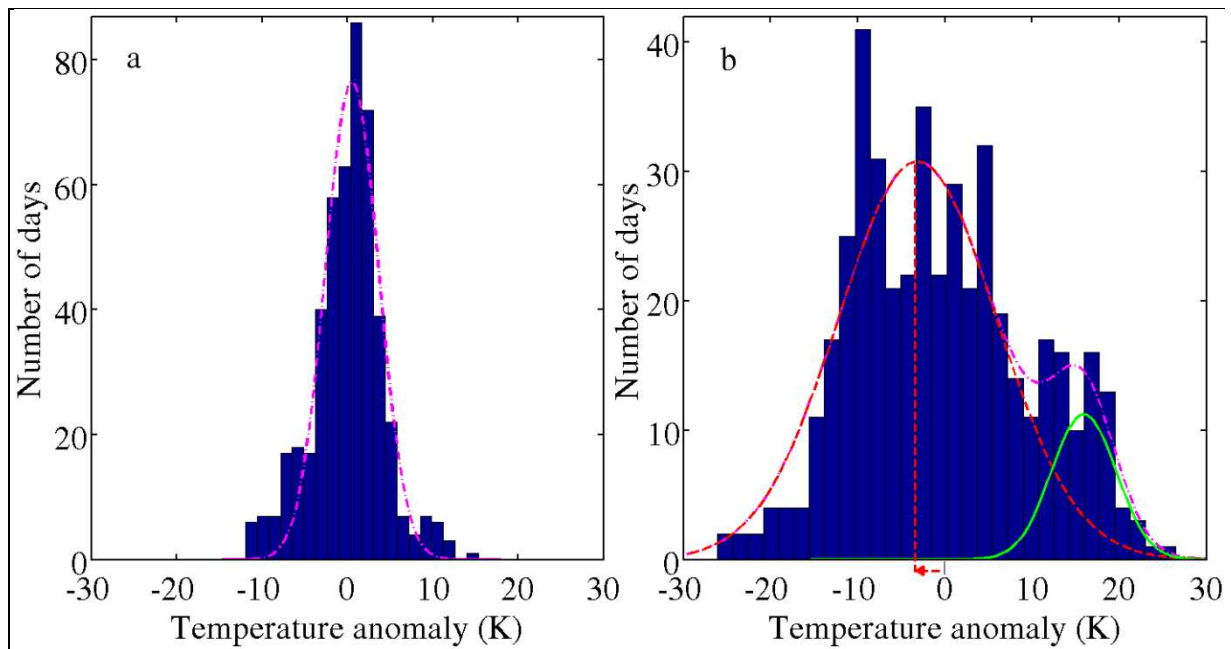


Figure 2.4 : Distribution des anomalies de températures à 40 km d'altitude pour la 2^e quinzaine de mai (a) et la 1^e quinzaine de février (b). Les courbes violettes représentent les approximations gaussienne (a) et bi-gaussienne (b), et les courbes rouge et verte représentent les composants monomodaux gaussiens. À des fins de comparaison, l'échelle horizontale est la même pour les deux graphes (mais non l'échelle verticale). La flèche rouge horizontale en bas de (b) indique l'anomalie de température (valant ici -3 K) qui sera utilisée dans un calcul présenté ci-dessous.

Les distributions présentent des différences selon qu'elles concernent des périodes hivernales ou estivales, comme les observations précédentes le laissaient penser. Pour les périodes d'été, on observe des allures monomodales à l'écart-type restreint, tandis que des formes bimodales à l'écart-type plus important apparaissent en hiver (dans la moyenne et la haute atmosphère). Des approximations gaussiennes et bi-gaussiennes (somme de deux courbes gaussiennes) sont effectuées selon la forme de la distribution, en suivant le *modus operandi* décrit dans l'annexe A. La présence d'un deuxième mode (représenté en vert sur la figure 2.4 (b)) pour les périodes d'hiver est interprétée comme étant liée aux événements dynamiques importants caractéristiques de cette saison. L'existence de deux modes distincts implique d'une part que deux phénomènes (ou deux classes de phénomènes) sont à traiter séparément si l'on souhaite décrire le plus fidèlement possible les évolutions physiques (ainsi que les évolutions des paramètres physiques) qui ont lieu. Ainsi la première gaussienne (en rouge sur la figure 2.4 (b)) est associée à l'état d'équilibre radiatif de l'atmosphère auquel s'ajoute une activité dynamique de fond, alors que la seconde gaussienne est liée aux événements dynamiques importants tels les échauffements stratosphériques (la méthode permettant d'identifier les gaussiennes est expliquée dans l'annexe A). Une vérification effectuée sur différents cas d'échauffement stratosphériques majeurs (dont les dates sont listées dans le tableau 2.2) montre que les températures observées lors de tels événements appartiennent quasi-systématiquement au deuxième mode, ce qui renforce notre hypothèse. (Dans un cas, l'augmentation de température qui résulte de l'échauffement n'est constatée que

4 jours après la date de l'échauffement : cela peut s'expliquer par le fait que la perturbation n'est pas localisée au-dessus de l'OHP au moment de l'événement, hypothèse d'autant plus probable qu'il s'agit d'un échauffement de type déplacement.)

Tableau 2.2 : Dates et type (« D » pour déplacement, « R » pour rupture) des échauffements stratosphériques majeurs pris en compte dans ce chapitre. Les données proviennent des réanalyses ERA-40 et ERA-Interim de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). D'après *Charlton and Polvani* [2007] pour les réanalyses ERA-40 jusqu'à mi-2002 et d'après des informations fournies par A. Charlton-Perez pour les données ERA-Interim (à partir de l'échauffement de 2003).

Date	Type
4 Déc. 1981	D
1 Jan. 1985	R
23 Jan. 1987	D
7 Déc. 1987	R
14 Mars 1988	R
15 Déc. 1998	D
26 Fév. 1999	R
20 Mars 2000	D
11 Fév. 2001	R
18 Jan. 2003	R
21 Jan. 2006	D
22 Fév. 2008	D
24 Jan. 2009	R

D'autre part, la présence de deux modes de tailles différentes signifie que la distribution n'est pas répartie de manière symétrique autour de sa moyenne, et que cette dernière n'a pas de sens physique particulier, contrairement à la moyenne de chaque mode.

2.3.1.2. Hypothèses de travail

Ces observations indiquent qu'une étude fondée sur la valeur la plus probable doit donner des résultats davantage en accord avec les phénomènes physiques à l'œuvre (notamment les phénomènes radiatifs) que les méthodes s'appuyant sur la température moyenne. En conséquence, nous proposons le modèle suivant. La température mesurée est la somme de deux composantes, nommées « température de fond » et « anomalie de température », ou simplement « anomalie ».

$$T_{mesurée} = T_{fond} + T_{anomalie} \quad (1)$$

La température de fond correspond à un état habituel, « standard », ou encore non (fortement) perturbé de l'atmosphère. Elle résulte donc principalement de l'équilibre radiatif, mais aussi des contributions dynamiques mineures continues dues aux ondes de gravité ainsi qu'aux ondes planétaires. Elle est donc sensible à l'activité solaire [*Keckhut et al.*, 2005 ; *Dunkerton et al.*, 1998], aux changements de composition de l'atmosphère en gaz à effet de serre [*Rind et al.*, 1998], à la concentration en ozone stratosphérique et à l'émission d'aérosols

pour la basse stratosphère. Cependant, nous nous basons pour cette étude sur une température de fond présentant un cycle annuel constant, ne dépendant que de l'altitude. De cette manière, l'évolution par rapport à cette référence constante de paramètres saisonniers caractéristiques (définis au chapitre suivant) permettra de constater les conséquences, à la baisse ou à la hausse, des phénomènes énumérés ci-dessus sur la température de fond. L'anomalie de température, quant à elle, est définie comme la différence entre la température mesurée et la température de fond. Elle est associée à l'activité dynamique renforcée que l'on observe très majoritairement en hiver aux moyennes et hautes latitudes, et qui est notamment due au déferlement des ondes planétaires qui entraîne les ESS. L'évolution interannuelle de l'anomalie de température dépend également des différents phénomènes listés ci-dessus, comme l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre, car ils ont un impact sur la dynamique de la moyenne atmosphère, notamment sur l'occurrence et l'intensité des perturbations dynamiques qui y ont lieu.

2.3.2. Cycle annuel de température de fond

2.3.2.1. Calcul du cycle de température de fond

Il s'agit maintenant de développer une méthodologie pour calculer le cycle annuel de température de fond, supposé constant dans cette étude. La méthode de calcul que nous présentons est basée sur l'analyse des distributions d'anomalies de températures par quinzaines, présentées ci-dessus (figure 2.4, paragraphe 2.3.1.1.). Dans les cas de distributions bimodales, il a été noté qu'une première courbe gaussienne correspond à un état de fond de l'atmosphère, tandis que la seconde est associée aux perturbations dynamiques majeures (la méthodologie exacte de détermination et d'identification des gaussiennes est détaillée dans l'annexe A). La moyenne de la première gaussienne est nommée « anomalie de fond ». Dans le cas de distributions monomodales, l'anomalie de fond est assimilée à la moyenne de l'unique courbe gaussienne qui approxime la distribution. L'anomalie de fond est ainsi déterminée pour chacune des 24 quinzaines de l'année. En ajoutant à chaque anomalie de fond la température moyenne de la quinzaine qui lui correspond, on obtient 24 valeurs qui décrivent le cycle annuel de température de fond (comme illustré par la figure 2.5 ci-dessous pour le cas de l'altitude 40 km). En approchant ces valeurs par une courbe sinusoïdale ou « bi-sinusoïdale » (somme de deux courbes sinusoïdales) selon l'altitude, on obtient finalement le cycle recherché. Lors d'approximations bi-sinusoïdales, on obtient une composante annuelle et une composante semestrielle (ou semi-annuelle). La composante semestrielle devient significative à partir de 55 km d'altitude, si bien que le cycle annuel de température de fond est assimilé à une sinusoïde en-dessous de 55 km, et à une courbe bi-sinusoïdale à 55 km et au-delà. La modélisation proposée est donc la suivante :

- Pour les altitudes inférieures à 55 km :

$$T_{fond}(j) = T_{moyenne}(j) + \Delta T_{annuelle} \cdot \sin\left(\frac{2\pi j}{366} + \varphi_0\right) \quad (2a)$$

où j est le jour de l'année, $\Delta T_{annuelle}$ est l'amplitude du cycle saisonnier, et φ_0 la phase initiale.

- Pour les altitudes supérieures ou égales à 55 km :

$$T_{fond}(j) = T_{moyenne}(j) + \Delta T_{annuelle} \cdot \sin\left(\frac{2\pi j}{366} + \varphi_{0,a}\right) + \Delta T_{semestrielle} \cdot \sin\left(\frac{2\pi j}{183} + \varphi_{0,s}\right) \quad (2b)$$

où $\Delta T_{annuelle}$ et $\Delta T_{semestrielle}$ sont les amplitudes des composantes annuelle et semestrielle, et $\varphi_{0,a}$ et $\varphi_{0,s}$ leurs phases initiales.

2.3.2.2. Résultat, comparaison au cycle annuel moyen et à l'état de l'art

En comparant le cycle annuel de température de fond à la moyenne glissante observée précédemment, on constate (figure 2.5) que l'effet des échauffements stratosphériques est clairement visible et explique la différence entre les deux courbes lors des mois d'hiver.

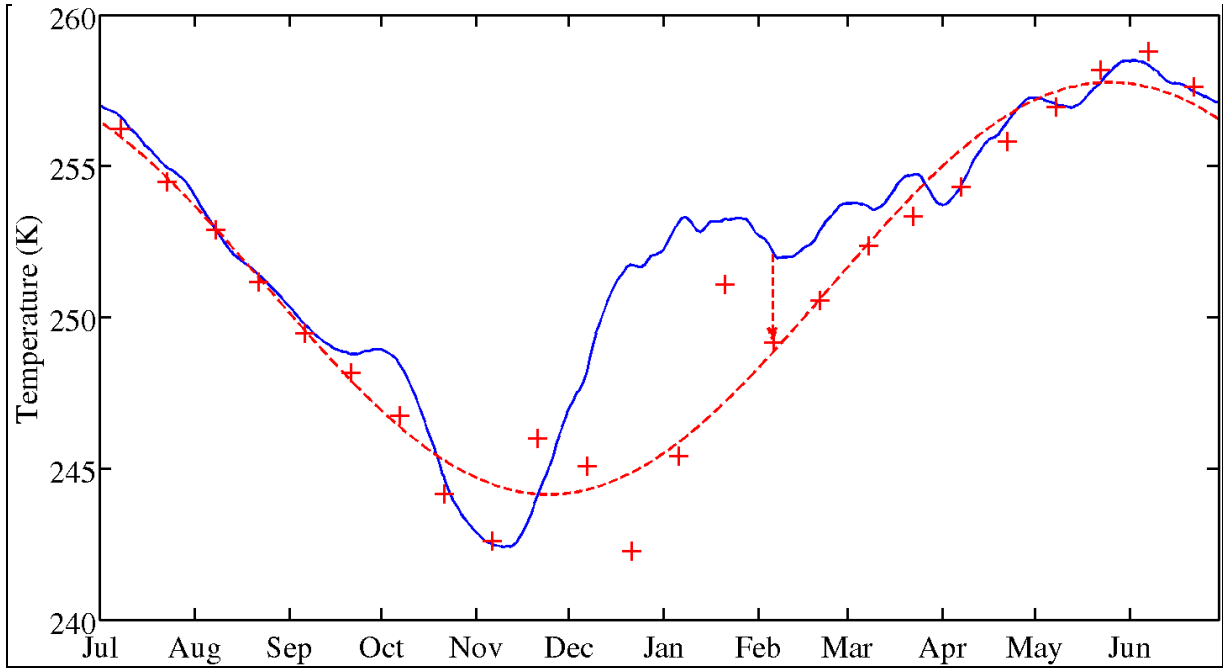


Figure 2.5 : Comparaison du cycle annuel de température de fond (rouge) et du cycle annuel moyen (bleu), à 40 km d'altitude. Les croix rouges correspondent aux valeurs calculées pour chaque quinzaine ; la flèche rouge indique comment est placée la croix de la première quinzaine de février, en accord avec la figure 2.4 (b) (paragraphe 2.3.1.1.) : l'anomalie de fond valant -3 K, la croix est située 3 K plus bas que la moyenne de la courbe bleue pour la 1^e quinzaine de février.

L'amplitude du cycle annuel calculé reste stable et vaut environ 6 K de 30 km à 50 km d'altitude, puis diminue jusqu'à un minimum de 1,5 K à 65 km, avant d'augmenter jusqu'à atteindre 15 K à 80 km. Ces résultats corroborent ceux de *She et al.* [1995]. La phase annuelle est en juin à 30 km et 50 km, en mai à 40 km, et en janvier au dessus de 65 km. Le cycle semestriel atteint quant à lui son maximum d'amplitude à 65 km, et son minimum (pour les altitudes à partir de 55 km) à 75 km. La présence d'un cycle semestriel non négligeable à partir de 55 km est à rapprocher du seuil similaire trouvé à 60 km par *Wilson et al.* [1991].

Enfin, comme le rapportent *Leblanc et al.* [1998], l'amplitude de la composante semestrielle reste inférieure à celle de la composante annuelle, sauf à l'altitude de l'inversion de phase (65 km).

2.4. Tendances de températures

2.4.1. Définition et détermination de paramètres saisonniers

On s'intéresse maintenant à la distribution des anomalies de températures lors d'un hiver (la figure 2.6 en montre un exemple) ou d'un été. La notion de saison est comprise au sens climatique du terme : l'hiver correspond aux six mois d'octobre à mars, l'été aux six mois d'avril à septembre. Les données considérées pour cette étude s'étendent de l'hiver 1979-1980 à l'hiver 2008-2009. Les anomalies de températures sont calculées en accord avec les équations (1) et (2a) – ou (1) et (2b) selon l'altitude considérée – présentées ci-dessus, c'est-à-dire qu'elles sont calculées par rapport au cycle annuel de fond que l'on a calculé.

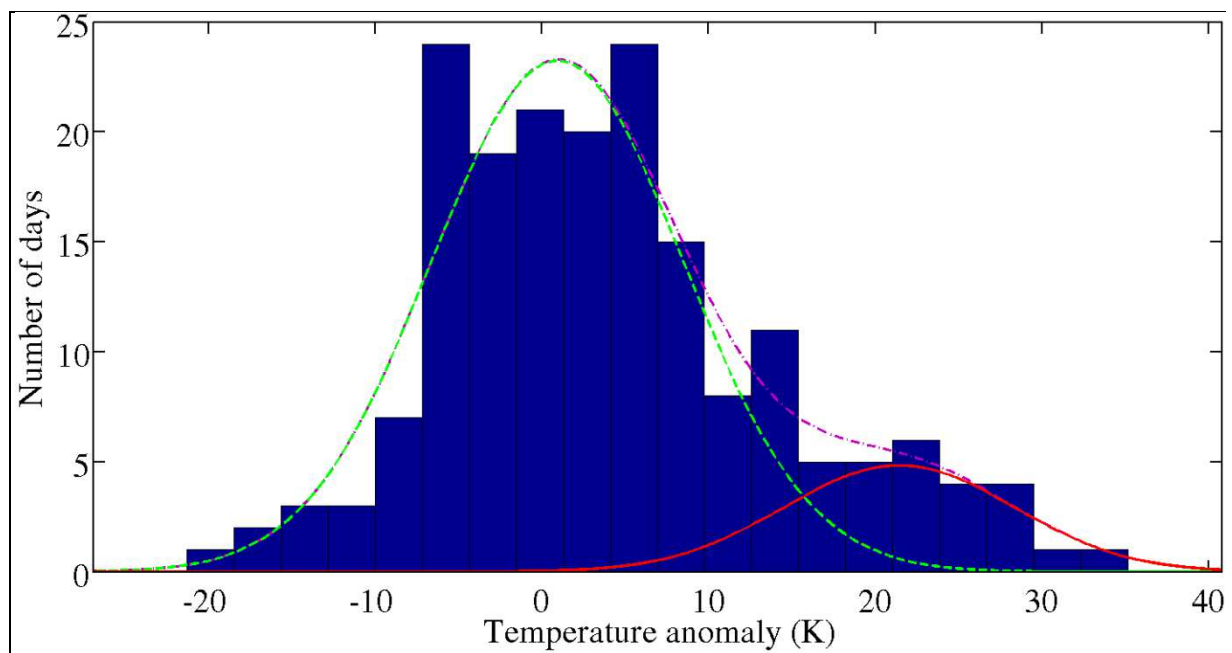


Figure 2.6 : Distribution des anomalies de températures de l'hiver 1987-1988 à 40 km d'altitude. La courbe violette représente l'approximation bi-gaussienne, et les courbes verte et rouge représentent les composants monomodaux gaussiens, respectivement la contribution de fond et la contribution dynamique.

À nouveau, on observe que les distributions hivernales sont bimodales. On identifie les composantes gaussiennes (la méthode de détermination et d'identification des courbes est décrite dans l'annexe B), que l'on nomme contribution de fond et contribution dynamique. On accède ainsi à deux paramètres qui caractérisent la saison étudiée : l'anomalie de fond et l'anomalie dynamique. On vérifie là aussi que les cas d'échauffements stratosphériques majeurs répertoriés dans la littérature correspondent à des anomalies de températures se situant quasi-exclusivement dans les composantes dynamiques des distributions.

Les différentes étapes des méthodologies développées pour calculer le cycle annuel de température de fond (paragraphe 2.3.) et les paramètres saisonniers (paragraphe 2.4.) sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 2.3 : Résumé des méthodes de calcul employées pour déterminer le cycle de fond et les paramètres saisonniers.

Étape	Objectif	Méthode
1	Calcul de l'anomalie de fond pour chaque quinzaine	Distribution par quinzaine des anomalies de températures (calculées par rapport à la moyenne glissante)
2	Calcul de cycle annuel de température de fond	Interpolation sinusoïdale ou bi-sinusoïdale des températures de fond calculées par quinzaine
3	Calcul des paramètres saisonniers	Distribution par saison des anomalies de températures (calculées par rapport à la température de fond)

2.4.2. Évaluation des tendances de température

2.4.2.1. Tendances de température à 40 km

Il est désormais possible de représenter les tendances de ces paramètres et de les comparer à la tendance moyenne, qui est celle habituellement calculée. On notera que certaines années ou saisons particulières sont exclues lors du calcul de ces tendances, dans l'idée d'éviter les perturbations les plus importantes dues aux émissions d'aérosols stratosphériques suite aux deux éruptions majeures ayant eu lieu au cours de la période considérée : El Chichón en avril 1982 et le Pinatubo en juin 1991. Les années ou saisons exclues varient selon l'altitude.

À 40 km (figure 2.7), on constate que la tendance de fond indique un refroidissement plus marqué ($-2 \pm 0,4$ K par décennie) que la tendance moyenne ($-0,4 \pm 0,4$ K par décennie). Ce sont les événements dynamiques majeurs qui contribuent à cette différence, par leur importance en termes d'anomalies de températures (dont la tendance est ici fortement positive) ainsi que par leur occurrence (dont la tendance est étudiée ci-dessous, au paragraphe 2.4.2.3.).

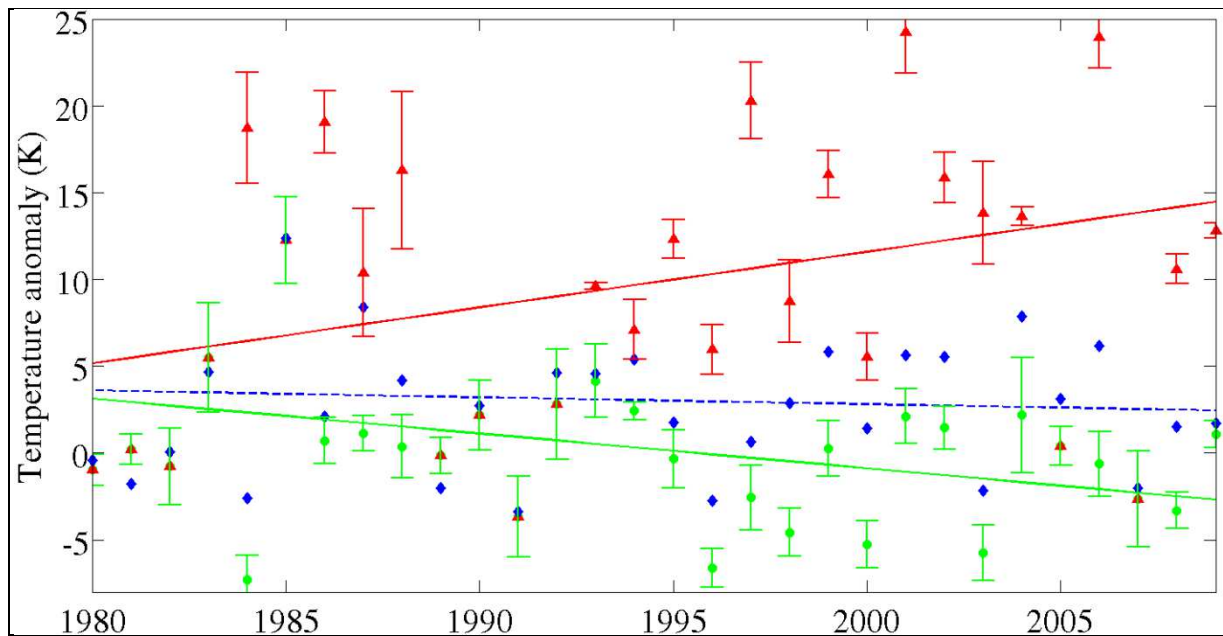


Figure 2.7 : Tendances des anomalies hivernales moyenne (bleu), de fond (vert) et dynamique (rouge), à 40 km d'altitude. 1980 indique l'hiver 1979-1980. Les valeurs de chaque année sont représentées, mais certaines sont exclues lors du calcul de l'approximation linéaire. Les barres d'erreur indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

2.4.2.2. Profils de tendances, comparaison selon la méthode et selon la saison

Une fois cette méthodologie réitérée à chaque altitude, il semble intéressant de représenter et d'étudier les profils de ces tendances (figure 2.8).

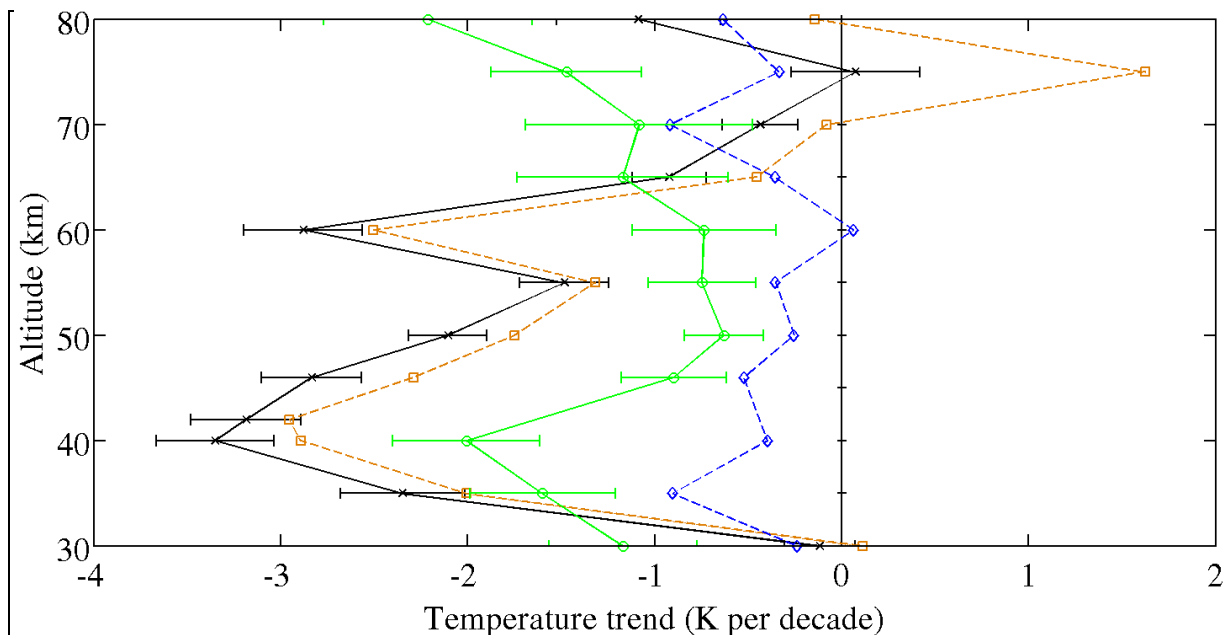


Figure 2.8 : Profils de tendances des anomalies moyennes et de fond pour chaque saison. De gauche à droite à 40 km : tendance de fond estivale (noir), tendance moyenne estivale (orange), tendance de fond hivernale (vert) et tendance moyenne

hivernale (bleu). Les barres d'erreur (pour les composantes de fond) indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

On remarque que les deux profils (tendance de fond et tendance moyenne) d'été sont très proches l'un de l'autre pour les altitudes inférieures ou égales à 70 km. Ce n'est pas surprenant puisqu'il a été noté que les distributions estivales des anomalies de températures sont monomodales et symétriquement réparties autour de leur valeur moyenne, si bien que pour chaque été l'anomalie de fond calculée (la moyenne de la courbe gaussienne approximant la distribution) n'est pas très différente de l'anomalie moyenne (la valeur moyenne de la distribution). Les profils d'hiver, quant à eux, sont significativement distincts l'un de l'autre, à quasiment toutes les altitudes. La différence entre les deux profils est la plus marquée autour de 40 km. Le profil de fond indique systématiquement un refroidissement plus important que le profil moyen. Ainsi, en dessous de 70 km d'altitude, le profil de fond se rapproche des profils d'été : ceci renforce non seulement notre hypothèse selon laquelle il est pertinent de découpler la température en deux modes – de fond et dynamique –, mais aussi la méthodologie employée (notamment concernant l'identification de ces modes), car lorsqu'on filtre la composante dynamique (donc lorsqu'on considère la composante de fond) le profil hivernal se rapproche du profil estival moyen, pour lequel la composante dynamique est négligeable.

Au-delà de 70 km d'altitude, les deux profils d'été diffèrent quelque peu l'un de l'autre. Il faut tout d'abord rappeler que la précision des mesures est moins bonne à ces altitudes, et que globalement la qualité des données disponibles est moindre en été, à cause d'un plus faible échantillonnage dû à différents facteurs (nuits plus courtes, conditions météorologiques favorables moins fréquentes, etc.) Ensuite, on peut malgré tout noter que les résultats que nous obtenons sont en accord avec *Keckhut et al.* [2011b] : ils notent en effet que la variabilité de la température en été est principalement située dans la haute mésosphère (au-delà de 70 km) et est associée aux inversions mésosphériques, probablement causées par le déferlement des ondes de gravité, qui se propagent verticalement depuis la troposphère où elles sont générées. Il n'est donc pas surprenant que cette composante dynamique soit filtrée en appliquant notre méthodologie, la tendance de fond estivale se rapprochant ainsi des tendances hivernales (par rapport à la tendance moyenne estivale). Par ailleurs, on pourrait également relier cette activité dynamique estivale dans la mésosphère à la présence concomitante d'ondes dans la troposphère de l'hémisphère sud, comme suggéré par les études de *Becker and Fritts* [2006] et *Karlsson et al.* [2007] qui imputent un tel lien à un couplage dynamique inter-hémisphères.

Globalement, ces observations sont en accord avec le refroidissement de la moyenne atmosphère, largement étudié et documenté, tant pour la stratosphère [*Ramaswamy et al.*, 2001; *Eyring et al.*, 2006; *Randel et al.*, 2009] que pour la mésosphère [*Beig et al.*, 2003], ce qui renforce notre hypothèse de séparation de la température en deux composantes. Nos résultats peuvent être comparés aux profils issus de données mesurées ou provenant de modèles. Les tendances calculées à partir des données satellite du Stratospheric Sounding Unit montrent un refroidissement de -1,4 K par décennie à 3 hPa [*Shine et al.*, 2008], tandis que la tendance moyenne (en considérant l'été et l'hiver) que nous obtenons à 40 km est de -

1,6 K par décennie. De plus, *Shine et al.* [2003] ont calculé une tendance faisant le « consensus » entre différents modèles : sa valeur s'établit à -1,2 K par décennie à 3 hPa. Ces valeurs sont donc proches de la tendance moyenne observée à l'OHP, alors que la tendance de fond indique un refroidissement plus marqué ($-2,7 \pm 0,4$ K par décennie). L'activité dynamique plus importante en hiver implique que la tendance apparente (moyenne) est moins marquée que la tendance dynamique. Enfin, le rapport *SPARC CCMVal* [2010] propose lui aussi des résultats prenant en compte de nombreux modèles, et fournit des tendances quasi-globales (de 70°S à 70°N) calculées sur la période 1980 – 1999 : la valeur entre 1 hPa et 2 hPa est de -1,6 K par décennie, ce qui correspond aux tendances moyennes que nous trouvons à 46 km d'altitude (-1,5 K par décennie).

2.4.2.3. Tendance de l'occurrence des échauffements stratosphériques

On cherche maintenant à comparer ces résultats à l'évolution du nombre de jours concernés (en hiver) par des événements dynamiques importants (figure 2.9).

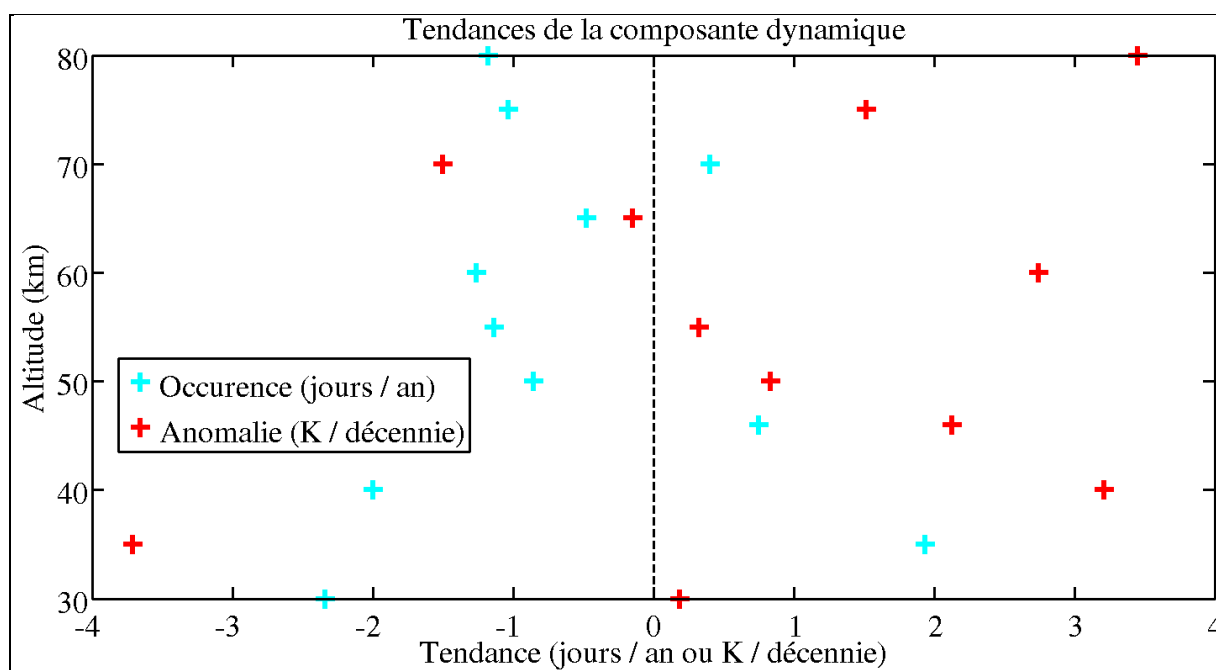


Figure 2.9 : Profils de tendances de la composante dynamique hivernale : occurrence (bleu, en jours par an) et anomalie de température (rouge, en K par décennie). Les années prises en compte pour le calcul sont les mêmes que celles de la figure 2.8.

A partir de 40 km d'altitude, on observe globalement de moins en moins d'événements dynamiques majeurs : à chaque nouvelle saison hivernale, c'est en moyenne 0,9 jour de moins (qu'à l'hiver précédent) qui est concerné par ces phénomènes. Pour comparaison, le nombre moyen de jours appartenant à la composante dynamique est d'un peu plus de 60 jours à 40 km et au-delà (et il vaut environ 50 jours à 30 et 35 km d'altitude). Cependant, les anomalies de températures que causent les échauffements stratosphériques sont de plus en plus chaudes : la tendance est d'environ +1,5 K par décennie. Au total, c'est ce second élément qui possède l'impact le plus important sur les profils de température observés, puisqu'on a constaté (figure 2.8) une différence positive entre la tendance moyenne et la tendance de fond. Les échauffements, qui sont de plus en plus chauds, tirent la tendance moyenne vers les valeurs

positives. Globalement, on note que les deux profils de la figure 2.9 sont relativement anti-corrélés. Ainsi, pour les quelques niveaux où l'anomalie dynamique a une tendance négative, les échauffements sont de plus en plus fréquents, ce qui explique pourquoi la tendance de fond peut être inférieure à la tendance moyenne à ces altitudes également. (D'hiver en hiver, les échauffements sont légèrement plus froids, mais ils sont plus nombreux si bien qu'ils continuent à tirer la tendance moyenne vers les valeurs positives.)

2.5. Évolution des températures au cours d'un échauffement stratosphérique

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux échauffements stratosphériques majeurs, car ce sont les seuls à pouvoir être clairement identifiés et datés au moyen d'un proxy quantitatif dérivé de champs météorologiques horizontaux [Labitzke, 1981]. On calculera les anomalies de températures en prenant comme référence la température de fond obtenue au moyen de la méthodologie développée ci-dessus (paragraphe 2.3.). Ce faisant, les évolutions qui seront représentées permettront de visualiser directement les conséquences des échauffements stratosphériques, puisque la composante radiative et dynamique de fond aura été filtrée.

2.5.1. Évolution hivernale moyenne

Nous nous intéressons tout d'abord à l'évolution spatiotemporelle moyenne de la température lors de l'hiver. Les périodes hivernales considérées pour cette première étude vont de l'hiver 1985-1986 à l'hiver 2008-2009. En effet, cela permet à la fois d'éviter les premières années de la série dont les mesures sont de moins bonne qualité, et de maintenir un nombre suffisant d'hivers à étudier pour qu'une analyse statistique ait un sens. Le tableau 2.4 indique pour chacune des 24 périodes correspondantes si un échauffement stratosphérique majeur a eu lieu au cours de l'hiver ou non, ou bien si les données disponibles ont été jugées d'une qualité insuffisante pour permettre l'étude des évolutions de température.

Tableau 2.4 : Catégorie des hivers étudiés dans la section 2.5.1.

Hiver	Catégorie
1985-1986	Pas d'échauffement majeur
1986-1987	Échauffement majeur
1987-1988	Échauffement majeur
1988-1989	Hiver exclu
1989-1990	Pas d'échauffement majeur
1990-1991	Pas d'échauffement majeur
1991-1992	Pas d'échauffement majeur
1992-1993	Pas d'échauffement majeur
1993-1994	Hiver exclu
1994-1995	Pas d'échauffement majeur
1995-1996	Pas d'échauffement majeur
1996-1997	Pas d'échauffement majeur
1997-1998	Pas d'échauffement majeur
1998-1999	Échauffement majeur
1999-2000	Échauffement majeur
2000-2001	Échauffement majeur
2001-2002	Hiver exclu
2002-2003	Échauffement majeur
2003-2004	Hiver exclu
2004-2005	Pas d'échauffement majeur
2005-2006	Échauffement majeur
2006-2007	Hiver exclu
2007-2008	Échauffement majeur
2008-2009	Échauffement majeur

5 hivers ont été exclus par manque de données de qualité suffisante. Parmi les 19 autres périodes, 9 hivers présentent un échauffement stratosphérique majeur, et 10 n'en présentent pas.

2.5.1.1. Évolution moyenne au cours d'un hiver avec échauffement majeur

La figure 2.10 représente l'évolution moyenne des anomalies de températures au cours d'un hiver pendant lequel un échauffement stratosphérique majeur s'est produit. C'est donc la moyenne de 9 hivers qui a été calculée.

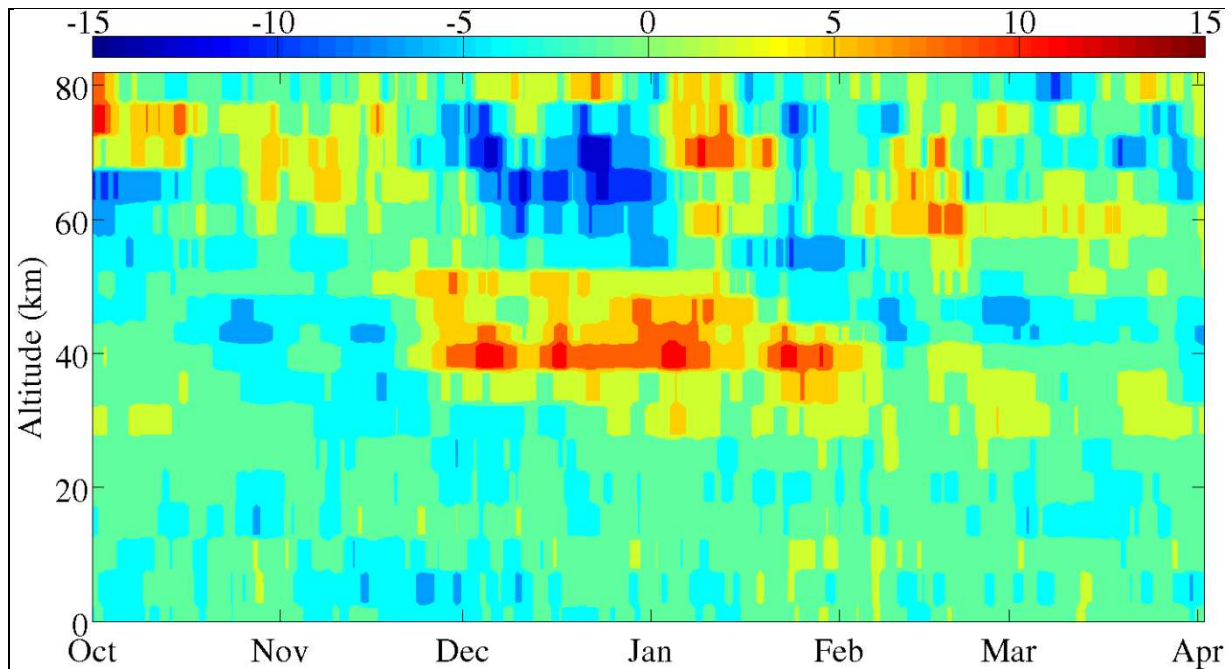


Figure 2.10 : Évolution de l’anomalie de température moyenne au cours d’un hiver avec échauffement stratosphérique majeur.

On remarque différentes structures formées d’anomalies positives ou négatives parfois importantes. Ces structures sont détaillées ci-dessous :

- Une forte anomalie positive (environ +10 K) apparaît début octobre dans la haute mésosphère. Elle semble se propager lentement vers des altitudes inférieures, et rejoint les niveaux autour de 65 km à 70 km début novembre, tout en diminuant en intensité. Cette anomalie, qui semble annonciatrice des événements à venir, peut être causée par les ondes de gravité. Ces ondes se propagent verticalement, en déposant une quantité d’énergie variable selon l’altitude [Wilson *et al.*, 1991], ce qui explique les anomalies chaudes et froides que l’on observe début octobre – au moment de l’anomalie précurseuse visible dans la haute mésosphère – à différentes altitudes.
- La plus importante anomalie positive concerne les altitudes de 40 km à 45 km et dure de fin novembre à début février. Son intensité n’est pas constante mais varie de +5 K à +15 K. Cette principale anomalie positive correspond aux différents échauffements majeurs qui ont lieu au cours de cette période du cœur de l’hiver. Cette succession d’anomalies fortement positives et d’anomalies plus faibles, qui apparaissent à la même altitude et atteignent des amplitudes importantes en janvier, avait été soulignée par Hauchecorne et Chanin [1983]. Du reste, Whiteway et Carswell [1994] décrivent une plus grande dissipation de l’énergie des ondes de gravité au cours de l’échauffement stratosphérique (en comparaison des périodes le précédant ou le suivant), ce qui peut être rapproché de la zone de fortes anomalies positives que nous observons à cette période.
- Deux autres anomalies positives (de +5 K à +10 K) peuvent être remarquées dans la mésosphère (autour des altitudes de 60 km à 70 km) à la mi-janvier et à la mi-février.

- Enfin, une légère anomalie positive (jusqu'à +4 K) s'observe dans la troposphère à la suite de la période d'échauffement majeur, de la mi-janvier à la mi-mars. Cette anomalie positive fait suite à une anomalie troposphérique négative (atteignant à certaines périodes -5 K) observée avant l'échauffement principal, notamment de novembre à la mi-décembre. Ces réponses troposphériques reliées aux perturbations stratosphériques suggèrent un fort couplage entre ces deux couches de l'atmosphère lors des années avec échauffement stratosphérique majeur, en accord avec *Thompson et al.* [2002].
- Les anomalies négatives les plus importantes se rencontrent quant à elles dans la mésosphère, principalement sur l'ensemble du mois de décembre de 60 km à 70 km, ainsi que début octobre et fin janvier. Ces anomalies dénotent une forte anti-corrélation entre la haute stratosphère et la mésosphère, voire entre les différents niveaux, plus ou moins élevés, de la mésosphère. Une telle anti-corrélation a déjà été remarquée dans d'autres études [*Hauchecorne et Chanin*, 1983], et a récemment été clairement établie pour les données issues de l'OHP, au moyen d'une décomposition orthogonale aux valeurs propres (EOF) [*Keckhut et al.*, 2011b]. Cette anti-corrélation est très probablement liée à la propagation verticale des ondes planétaires et aux échauffements stratosphériques qui y sont associés.
- L'alternance de régions d'anomalies positives et de régions d'anomalies négatives au-dessus de la zone d'échauffement principal a également été remarquée et commentée par *Walterscheid et al.* [2000]. Par ailleurs, ils ont souligné que lors d'un échauffement stratosphérique, les régions concernées sont accompagnées de mouvements descendants des masses d'air, ce que nous constatons en étudiant l'évolution moyenne des hivers avec échauffement majeur. Ce mouvement descendant avait également été relevé par *Whiteway et Carswell* [1994].
- *Baldwin et Dunkerton* [2001] ont souligné que d'importantes variations de la circulation de la moyenne atmosphère apparaissent en premier lieu dans la mésosphère, puis descendent jusqu'à la basse stratosphère, et enfin sont suivies de régimes météorologiques anormaux dans la troposphère. Ceci s'accorde tout à fait avec nos résultats, puisque nous observons qu'une importante anomalie de température positive descend de la mésosphère jusque dans la stratosphère aux alentours de la date de l'échauffement, ce qui caractérise une perturbation majeure de l'écoulement stratosphérique. Ensuite, comme nous l'avons noté ci-dessus, on remarque des anomalies de températures dans la troposphère. Cette propagation vers le bas des anomalies de températures induit un couplage entre la stratosphère et la troposphère, ce qui permet une meilleure prédictibilité météorologique sur des échelles temporelles allant du mois à la saison [*Körnich*, 2010].

2.5.1.2. Comparaison à la moyenne des hivers sans échauffement majeur

La figure précédente (figure 2.10) gagne à être comparée à l'évolution moyenne des températures lors d'un hiver sans échauffement majeur. Pour faciliter une telle comparaison, plutôt que de représenter cette dernière évolution, nous nous intéressons à la différence entre les anomalies moyennes d'un hiver avec échauffement majeur et les anomalies moyennes d'un hiver sans échauffement majeur (figure 2.11). Les calculs ont donc été effectués à partir

d'une moyenne de 9 hivers (avec échauffement majeur) et d'une moyenne de 10 hivers (sans échauffement majeur).

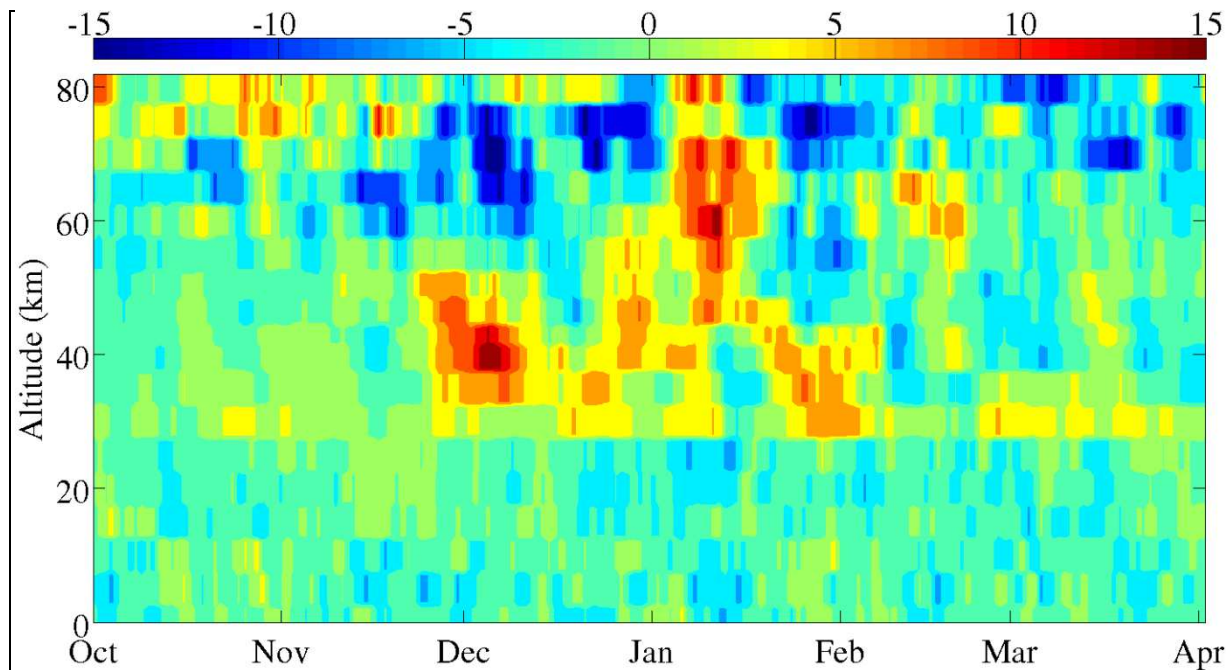


Figure 2.11 : Évolution de la différence de température (en kelvin) entre les anomalies moyennes lors d'un hiver avec échauffement majeur et celles au cours d'un hiver sans échauffement majeur.

On note à nouveau différentes structures. Les anomalies les plus remarquables, tant positives que négatives, recoupent plus ou moins fidèlement les principales anomalies que nous avons observées pour la figure des hivers avec échauffement majeur (figure 2.10). Cependant, les intensités de ces anomalies ne sont pas systématiquement comparables à celles que nous avons relevées. Décrivons plus en détail les points que l'analyse de la figure 2.11 nous révèle.

- On retrouve l'anomalie positive (+10 K) présente dans la haute mésosphère début octobre.
- On note également une anomalie positive marquée autour de 40 km de fin novembre à début février. Néanmoins, elle apparaît plus irrégulière que l'anomalie principale de la figure précédente (figure 2.10). En effet, les anomalies de températures qui recouvrent la zone de l'échauffement principal de la figure 2.10 oscillent ici de -3 K à +13 K.
- Une zone de fortes anomalies positives (+5 K à +15 K) est située autour de 60 km d'altitude, et apparaît à la première quinzaine de janvier.
- La principale zone d'anomalies froides (de -7 K à -15 K) se recoupe quant à elle plutôt bien avec celle de la figure 2.10, puisqu'elle concerne les niveaux de 65 km à 70 km d'altitude. Elle apparaît simplement légèrement plus tôt – dès la mi-novembre – que son homologue des hivers avec échauffement majeur.

- D'autres zones d'anomalies fortement négatives (jusqu'à -15 K) apparaissent, toujours dans la mésosphère, de la fin janvier à début février, et au courant du mois de mars. Des anomalies froides de moindre amplitude leur correspondent dans la figure 2.10.
- La stratosphère est donc globalement plus chaude lors d'un hiver avec échauffement majeur, tandis que la mésosphère démontre des différences de températures marquées entre un hiver avec échauffement majeur et un hiver sans échauffement majeur, successivement positives et négatives. La troposphère, quant à elle, ne révèle pas de différences importantes entre les deux types d'hivers.

D'importantes différences peuvent donc être relevées entre un hiver avec échauffement majeur et un hiver sans échauffement majeur. Lorsqu'elles sont les plus marquées, ces différences peuvent permettre de localiser les zones spatio-temporelles les plus sensibles à l'occurrence d'un échauffement stratosphérique majeur. Ces zones sont les plus intéressantes à étudier pour qui souhaite mieux comprendre les conséquences de tels phénomènes (stratosphère et mésosphère début décembre, mésosphère autour de la mi-janvier), et pour qui cherche à les prévoir (haute mésosphère en octobre et novembre).

2.5.1.3. Significativité des résultats

Les structures d'anomalies de températures que nous avons détaillées ci-dessus correspondent aux plus importantes d'entre elles, celles qui paraissent les plus significatives. Cependant, pour s'en assurer et pouvoir s'appuyer sur une méthode fiable et réitérable, nous proposons de déterminer un seuil en-deçà duquel les résultats obtenus seront considérés comme non-significatifs. Pour ce faire, nous nous basons sur l'évolution moyenne de l'anomalie de température lors d'un hiver sans échauffement majeur. Nous calculons le profil de variance issu de cette évolution (ainsi que – pour comparaison – le profil correspondant pour les hivers avec échauffement majeur, voir la figure 2.12). Ce profil de variance des hivers sans échauffements majeurs constitue le seuil de significativité recherché. Dorénavant, les anomalies inférieures à ce seuil sont considérées comme non-significatives et sont laissées en blanc sur les évolutions représentées.

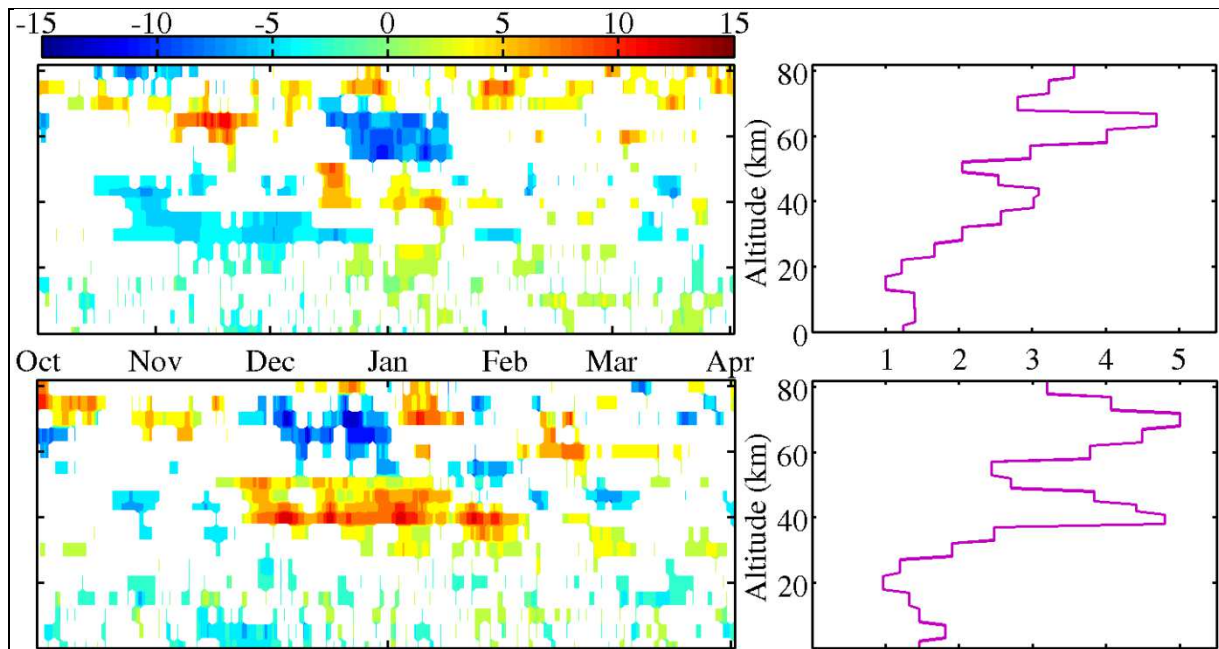


Figure 2.12 : Évolutions moyennes des anomalies de températures pour un hiver sans échauffement majeur (haut) et avec échauffement majeur (bas). Les courbes en violet (courbes de droite) correspondent à la variance calculée à chaque niveau. (Les échelles et valeurs extrêmes des axes des ordonnées sont les mêmes pour les figures de gauche et celles de droites, de même pour les axes des abscisses entre les figures du haut et celles du bas). Le profil de variance des hivers sans échauffement majeur (en haut à droite) constitue le seuil de variabilité qui permet de déterminer les anomalies significatives de celles jugées non-significatives. Ces dernières sont laissées en blanc.

La variabilité est globalement plus élevée pour les hivers avec échauffement stratosphérique majeur. Les niveaux où la différence avec la variabilité pour les hivers sans échauffement majeur est la plus importante sont la haute stratosphère et la mésosphère. On notera également une variabilité supérieure dans la troposphère.

Par ailleurs, nous vérifions que les analyses menées précédemment (aux paragraphes 2.5.1.1. et 2.5.1.2.) sont valables en appliquant ce filtre de significativité aux figures 2.10 et 2.11 : c'est bien le cas puisque les structures que nous avons relevées et commentées ressortent, alors que d'autres zones sont écartées (blanchies).

2.5.2. Évolution centrée sur la date de l'échauffement

2.5.2.1. Méthodologie

Un échauffement stratosphérique majeur peut avoir lieu plus ou moins tôt dans l'hiver, si bien qu'il faut prendre en compte cette particularité pour obtenir une représentation la plus fidèle possible de l'évolution moyenne de la température au cours d'un échauffement stratosphérique. Les représentations composites qui suivent sont donc obtenues en décalant l'axe temporel en fonction de la date de chaque événement : chaque graphe annuel

intermédiaire est centré sur la date de l'échauffement correspondant. Une moyenne des graphes intermédiaires fournit ensuite l'évolution composite finale.

Les événements étudiés sont listés dans le tableau 2.2 (paragraphe 2.3.1.1.), qui renseigne leur date ainsi que leur type.

2.5.2.2. Évolution moyenne au cours d'un échauffement stratosphérique majeur

Une première idée naturelle est de représenter l'évolution composite des anomalies de températures au cours d'un échauffement stratosphérique majeur (figure 2.13). On considère alors l'ensemble des 13 événements répertoriés dans le tableau 2.2.

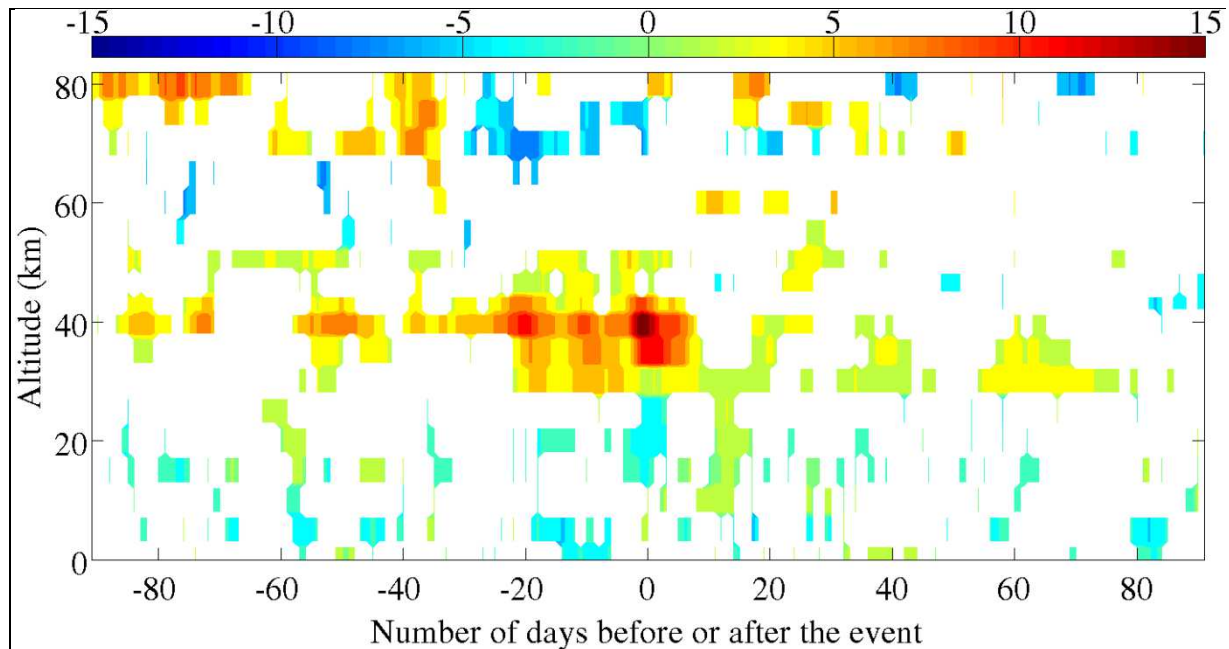


Figure 2.13 : Évolution composite des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement majeur. La figure résulte de la moyenne de 13 périodes de 181 jours (soit 13 hivers), chacune centrée sur la date d'un échauffement stratosphérique majeur. L'axe des abscisses correspond donc au nombre de jours avant ou après l'échauffement.

La figure obtenue fait apparaître un certain nombre de structures remarquables, qui peuvent être comparées à celles observées dans la figure 2.10.

- On observe à nouveau le signal précurseur constitué d'une anomalie positive dans la haute mésosphère 80 jours avant la date de l'échauffement.
- On note également que l'anomalie positive principale (de +7 K à +15 K) se situe autour de 40 km d'altitude, comme remarqué précédemment, mais elle présente une extension temporelle moindre que celle de la figure 2.10, puisqu'elle se trouve concentrée sur une période d'un peu moins de 50 jours à 40 km, et même sur seulement 30 jours pour les altitudes immédiatement inférieures. Ceci n'est guère surprenant puisque la méthodologie que nous avons appliquée consiste à regrouper les échauffements au centre de la figure, tandis que l'étalement en durée visible sur la

figure 2.10 illustre le fait que les échauffements stratosphériques (majeurs) peuvent avoir lieu plus ou moins tôt (ou tard) pendant l'hiver.

- L'anomalie froide de la mésosphère, qui fait écho à l'anomalie positive principale de la stratosphère, n'est ni aussi marquée (de -3 K à -8 K) ni aussi étendue – tant spatialement que temporellement – que celle vue précédemment.

2.5.2.3. Évolutions composites moyennes distinguées selon le type d'échauffement

Nous proposons maintenant de distinguer les échauffements majeurs selon leur type. On comparera les évolutions composites obtenues, à la fois l'une par rapport à l'autre ainsi que chacune par rapport à la figure précédente qui ne distinguait pas le type d'échauffement (figure 2.13).

Considérons tout d'abord les échauffements de type rupture (figure 2.14).

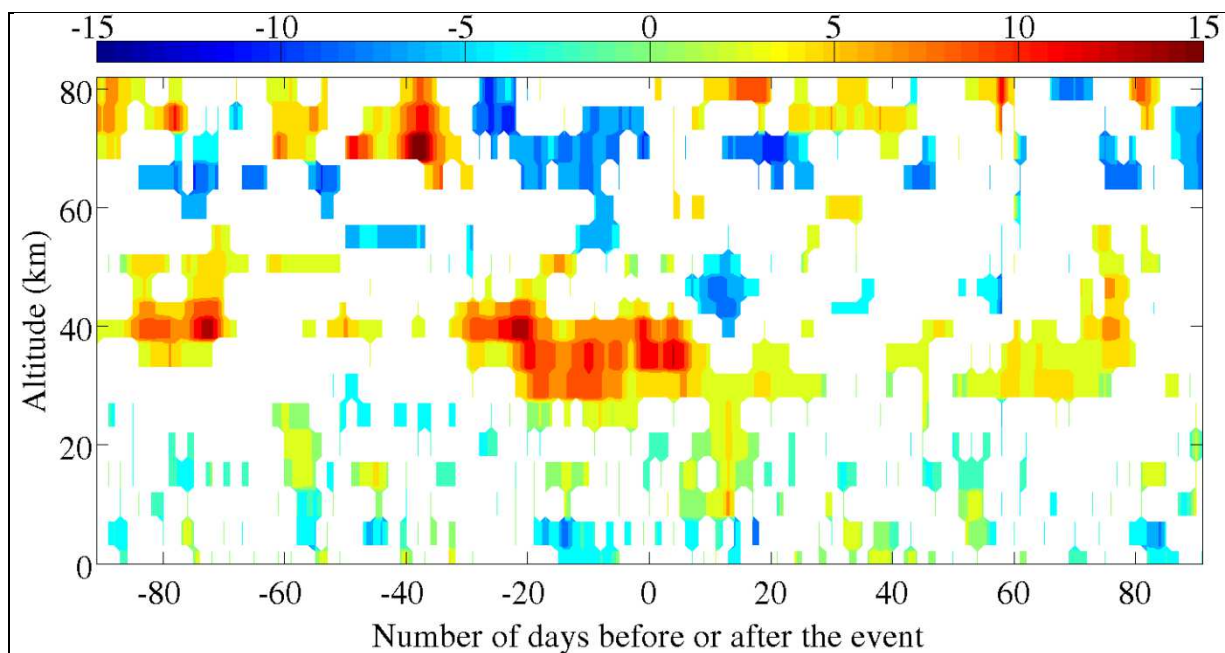


Figure 2.14 : Évolution composite des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture. La figure résulte de la moyenne de 7 événements ayant eu lieu entre 1985 et 2009.

L'évolution des anomalies de températures lors d'un échauffement de type rupture possède les caractéristiques principales suivantes.

- Les anomalies, tant positives que négatives, sont globalement plus marquées que celles des figures présentées jusque là. Ceci peut en partie être dû au fait que la figure 2.14 résulte d'un calcul effectué sur un plus petit échantillon : la moyenne lisse alors d'autant moins les anomalies et extrêmes particuliers.
- On repère de fortes anomalies positives qui se succèdent dans la haute mésosphère (+10 K 80 jours avant la date de l'échauffement, puis jusqu'à +15 K 40 jours avant) ainsi que dans la stratosphère (jusqu'à +13 K autour du jour -80, puis entre +10 K et

+15 K pour l'anomalie principale entre un mois avant et une semaine après la date de l'échauffement).

- La zone de plus fortes anomalies négatives se rencontre à nouveau dans la mésosphère autour de la date de l'échauffement, et son intensité est similaire à celle rencontrée dans la figure 2.10 représentant un hiver moyen avec échauffement majeur.
- Concernant la troposphère, l'anomalie négative pendant l'échauffement et surtout l'anomalie positive après l'échauffement sont là aussi plus marquées (respectivement de -5 K à -8 K et de +3 K à +5 K) que les anomalies des cas étudiés précédemment.

Intéressons-nous maintenant aux échauffements de type déplacement (figure 2.15).

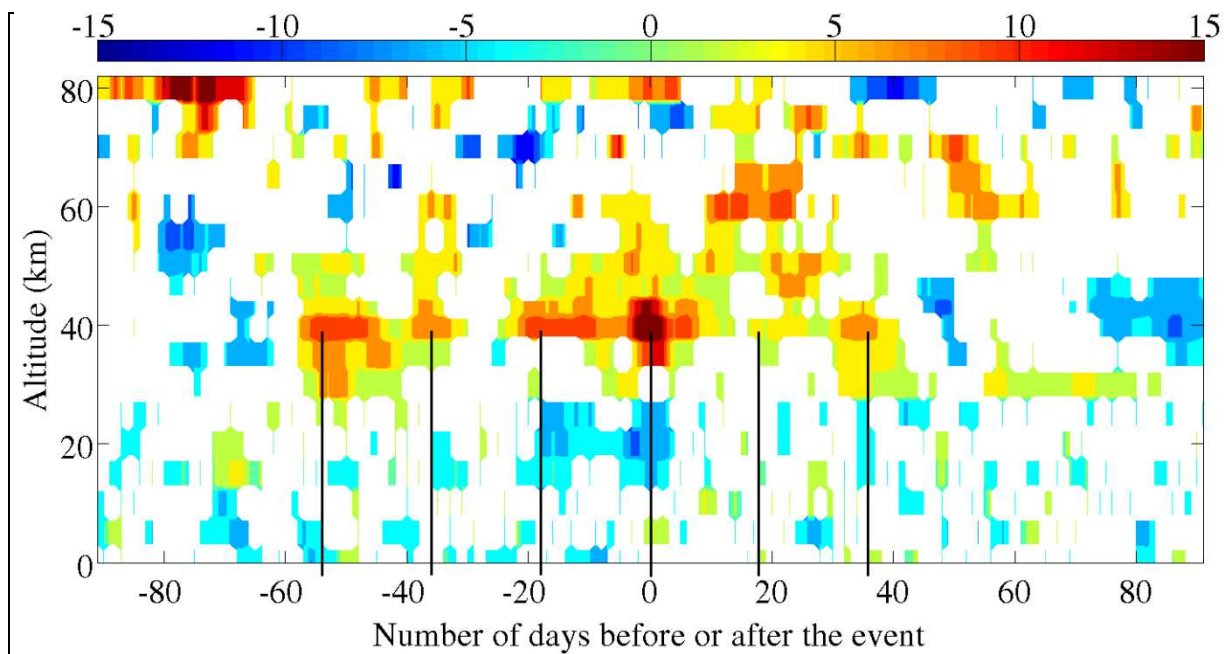


Figure 2.15 : Évolution composite des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type déplacement. La figure résulte de la moyenne de 6 événements ayant eu lieu entre 1981 et 2008. Les lignes verticales correspondent aux maxima locaux de l'anomalie de température à 40 km d'altitude.

Concernant les cas d'échauffement majeur de type déplacement, on note les caractéristiques suivantes.

- L'anomalie positive précurseuse de la haute mésosphère est très marquée (jusqu'à +18 K).
- L'anomalie chaude principale est relativement étendue temporellement par rapport aux cas étudiés jusque là, puisqu'elle concerne une période de près de 100 jours. Contrairement aux cas d'échauffements entraînant la rupture du vortex polaire, la zone de la principale anomalie positive n'est pas continue mais démontre une oscillation, alternant anomalies très positives (+8 K à +14 K) pendant environ une semaine et anomalies quasi-nulles pendant quelques jours. En étudiant cette oscillation plus attentivement, on note qu'elle fait preuve d'une remarquable périodicité : les maxima

successifs qui la jalonnent (à 40 km d'altitude) sont distincts les uns des autres d'exactement 18 jours. Cette périodicité n'est pas sans rappeler celle des ondes de Rossby de nombre d'onde 1, dont on sait qu'elles prédominent dans les cas d'échauffements stratosphériques majeurs de type déplacement [*Hauchecorne et Chanin*, 1980]. *Hauchecorne et Chanin* ont justement étudié un cas d'échauffement menant à un déplacement du vortex : ils ont relevé, à 40 km d'altitude, une onde de Rossby de nombre d'onde 1 et de période 18 jours, et ont suggéré qu'elle restait présente tout le long de l'hiver. Cependant, il a été par la suite suggéré que les ondes de Rossby ont une durée de vie de l'ordre du mois [*Hirota et Hirooka*, 1984 ; *Ahlquist*, 1985]. La périodicité observée pendant trois mois résulte d'une succession d'ondes de Rossby qui déferlent dans la stratosphère, ajoutée aux contributions additionnelles constituées par les variations continues de la stratosphère (prenant notamment la forme d'échauffements stratosphériques mineurs.) De même, *Pancheva et al.* [2008] ont étudié l'échauffement de type déplacement de janvier 2004 et ont mesuré une onde de Rossby de période 16 jours. Ces oscillations démontrent le couplage vertical du système stratosphère-mésosphère à travers les ondes de Rossby de nombre d'onde 1. En effet, les ondes planétaires qui se propagent jusqu'à la stratosphère [*Sun et al.*, 2011] et même la haute mésosphère [*Coy et al.*, 2011] peuvent contribuer à déclencher les échauffements stratosphériques.

- Du reste, on note que la région concernée par l'anomalie chaude principale est moins étendue verticalement que dans les cas de rupture du vortex, comme l'avaient souligné *Matthewman et al.* [2009].
- L'anomalie positive mésosphérique post-échauffement est davantage marquée (de +7 K à +10 K) et est située plus bas (de 60 km à 70 km) que pour les cas de rupture.
- Les zones de plus fortes anomalies froides sont très restreintes, sauf pour celle concernant la basse stratosphère au cours de l'échauffement. On note par ailleurs que la zone d'anomalie positive principale s'arrête, un mois et demi après l'échauffement, donc plus tôt (d'environ 40 jours) que dans les cas de rupture. Ceci avait été observé par *Matthewman et al.* [2009], bien que sur une période légèrement plus courte (30 jours). La stratosphère mettrait donc plus longtemps à retrouver un état d'équilibre après un événement occasionnant le déplacement du vortex loin de sa position naturelle centrée autour du pôle.
- Enfin, on ne relève pas d'anomalies troposphériques significatives de tout l'hiver, les valeurs restant faibles (de -4 K à +2 K) et les variations progressives. Le signal troposphérique observé lors de l'étude de l'évolution des anomalies pour les hivers avec échauffements (figure 2.10) est donc entièrement attribuable aux échauffements de type rupture, dont on a constaté le fort impact sur les premiers kilomètres de l'atmosphère (figure 2.14).

Nos résultats sont donc en bon accord avec la littérature. Par ailleurs, ils les complètent en apportant notamment des informations sur le type d'échauffement stratosphérique majeur le plus probable selon les conditions rencontrées et, inversement, sur les conditions à attendre lorsque tel ou tel type d'échauffement a lieu.

2.6. Conclusions de l'étude des données lidar de l'OHP

Les échauffements stratosphériques ont donc un impact certain sur les distributions des températures hivernales de la moyenne atmosphère. Lorsque l'on isole et filtre cet impact, on obtient des tendances de température plus proches de l'équilibre radiatif seul et de ce fait plus en accord avec les tendances d'été, peu impactées par la dynamique. Concernant l'occurrence des échauffements stratosphériques, on observe, aux altitudes où ces événements ont le plus fort impact, une tendance légèrement décroissante du nombre de jours concernés chaque hiver. Mais cette évolution est compensée et même inversée, du point de vue des conséquences sur la répartition des températures, par une tendance positive de l'anomalie de température attribuable à ces échauffements stratosphériques. Par ailleurs, le calcul d'évolutions synthétiques d'anomalies de températures à partir de plusieurs hivers montre une certaine reproductibilité. On est en mesure de distinguer de manière significative un hiver avec échauffement stratosphérique majeur d'un hiver sans échauffement majeur, notamment par des anomalies de températures positives dans la haute mésosphère (quelques mois avant l'échauffement) et la stratosphère (au cours de l'échauffement). Le type d'échauffement s'avère lui aussi déterminant pour l'évolution de la température au cours de l'hiver : les échauffements de type rupture amènent des anomalies troposphériques (froides pendant l'échauffement et chaudes après) plus marquées, tandis que les échauffements de type déplacement témoignent de l'activité marquée de l'onde planétaire de mode 1, qui dicte les variations des anomalies dans la stratosphère.

Cependant, comme souligné par *Angot et al.* [2012], cette seule étude des données lidar de l'OHP ne permet pas de conclure à une échelle régionale, ou *a fortiori* globale. Pour avancer en ce sens, il s'agit maintenant d'asseoir les hypothèses prises ainsi que la méthodologie – développée en accord avec ces hypothèses – par une analyse s'appuyant sur un modèle de climat. Cette analyse permettra également de vérifier si les résultats obtenus sont extensibles à d'autres latitudes et longitudes.

Chapitre 3. Analyse des simulations numériques provenant du modèle CMAM

3.1. Introduction

En nous appuyant sur des simulations numériques d'un modèle reconnu pour son aptitude à représenter fidèlement la dynamique de la moyenne atmosphère, nous tâcherons dans ce chapitre d'étudier l'impact des échauffements stratosphériques sur de plus grandes échelles, à la fois régionales et globales. La méthodologie développée au chapitre précédent sera de nouveau mise à l'épreuve ici. Nous pourrions effectuer des comparaisons selon la longitude et la latitude, et nous serons en mesure d'étudier également l'hémisphère sud. Les résultats seront comparés à ceux du chapitre précédent : s'ils concordent, ils valideront la méthodologie ; si des différences existent, elles seront localisées et caractérisées, voire expliquées lorsque c'est possible.

3.2. Présentation du modèle et des séries analysées

3.2.1. Pourquoi étudier un modèle ?

A l'exception de quelques séries de données lidar, dont celle de l'OHP que nous avons étudiée, les observations régulières de la température de la moyenne atmosphère qui couvrent plusieurs décennies sont rares à moyenne et à haute latitude. Comme il a été vu au premier chapitre (paragraphe 1.3.), les données issues de satellites souffrent de différents biais et désavantages intrinsèques. Les modèles climatologiques en trois dimensions tiennent compte d'un nombre croissant de paramètres physiques et incluent toujours plus de processus tant physiques que chimiques ou dynamiques. De ce fait, ils apparaissent comme de bons outils pour étudier des phénomènes qui ont lieu à une échelle mondiale comme les échauffements stratosphériques, d'autant plus que leur extension verticale a été augmentée ces dernières années pour atteindre les couches de la moyenne atmosphère. En cela, ils se positionnent comme des sources de données aux avantages complémentaires de ceux d'une station ou d'un réseau de stations lidar. Il existe différents types de modèles climatologiques. D'un côté, on dispose de modèles de climat « classiques » qui ont leur propre évolution : ils sont exploités de manière statistique, c'est pourquoi ils ne sont pas directement reliés aux observations sur des périodes courtes (inférieures à une douzaine de jours). Ces modèles montrent une variabilité significative quant à la façon dont ils représentent les échauffements stratosphériques [SPARC CCMVal, 2010], ce qui rend difficile l'interprétation des tendances de température ainsi que l'analyse de l'impact des phénomènes dynamiques sur ces tendances. D'un autre côté, les modèles forcés sont plus proches de la réalité (des mesures), tout en maintenant un certain degré de liberté dans leur prédiction de l'évolution de l'état de l'atmosphère par le biais des lois fondamentales de la dynamique ainsi que des équations

radiatives et de chimie. C'est le cas notamment dans la moyenne atmosphère, puisque les forçages proviennent de la troposphère. Les modèles forcés émergent donc comme de bons compromis pour étudier des événements dynamiques affectant la moyenne atmosphère comme les échauffements stratosphériques.

3.2.2. Introduction à CMAM, justification du choix de ce modèle

Le sigle CMAM signifie Canadian Middle Atmosphere Model (modèle canadien de la moyenne atmosphère). Ce modèle de chimie-climat au plafond élevé fait partie des modèles les plus reconnus : ses résultats ont été testés à de multiples reprises et sous différents aspects [SPARC CCMVal, 2010], notamment au sujet de la représentation de la circulation arctique, des échauffements stratosphériques et de leurs conséquences [McLandress and Shepherd, 2009; Hitchcock et al., 2009; McLandress et al., 2012]. CMAM se distingue même comme l'un des meilleurs choix de modèle pour l'étude des échauffements stratosphériques et de leurs conséquences sur la moyenne atmosphère et la troposphère, puisqu'il est le modèle qui représente le mieux la distribution de ces événements au cours de l'hiver [SPARC CCMVal, 2010]. Les simulations auxquelles notre étude s'intéresse proviennent du projet CMAM20, financé par l'Agence Spatiale Canadienne, qui utilise une configuration « nudgée » de CMAM pour fournir une estimation rétrospective de l'évolution chimique et dynamique de l'atmosphère sur une période couvrant deux décennies, de 1990 à 2010. L'un des objectifs de l'assimilation de données est d'identifier l'état initial du système dynamique à partir d'observations. L'algorithme standard du « nudging » consiste à ajouter aux équations d'état du système un terme de rappel proportionnel à la différence entre les observations et la valeur de la variable correspondante calculée par le modèle via la résolution du système des équations d'état. Le modèle apparaît alors comme une contrainte faible et le terme de rappel force les variables du modèle à se rapprocher des observations. La configuration du modèle CMAM utilisée pour le projet CMAM20 exploite le fait que les champs chimiques de l'atmosphère dépendent entièrement de la météorologie, alors que la dynamique de grande échelle de la mésosphère est fortement dépendante des variations de la troposphère et de la stratosphère. Ainsi, en rapprochant – par nudging – l'état météorologique de la troposphère et de la stratosphère à des réanalyses de haute définition (ici ERA-Interim), CMAM peut être utilisé pour prédire les champs chimiques de l'atmosphère et la dynamique de la mésosphère sur une base quotidienne tout au long de la période étudiée. Etant donnée la bonne stabilité sur le long terme que présente ERA-Interim, on peut en attendre de même du produit CMAM20.

3.2.3. Description des champs de données analysés

Deux séries de données sont fournies dans le produit CMAM20 : d'une part la série dite « normale », qui s'étend jusqu'à environ 95 km d'altitude et se concentre sur la région troposphère-stratosphère-mésosphère, d'autre part la série étendue, qui propose des données jusqu'à 200 km d'altitude et s'intéresse davantage à la région mésosphère-basse thermosphère. Compte tenu du sujet de notre étude, ce sont les données de la série normale qui ont été analysées.

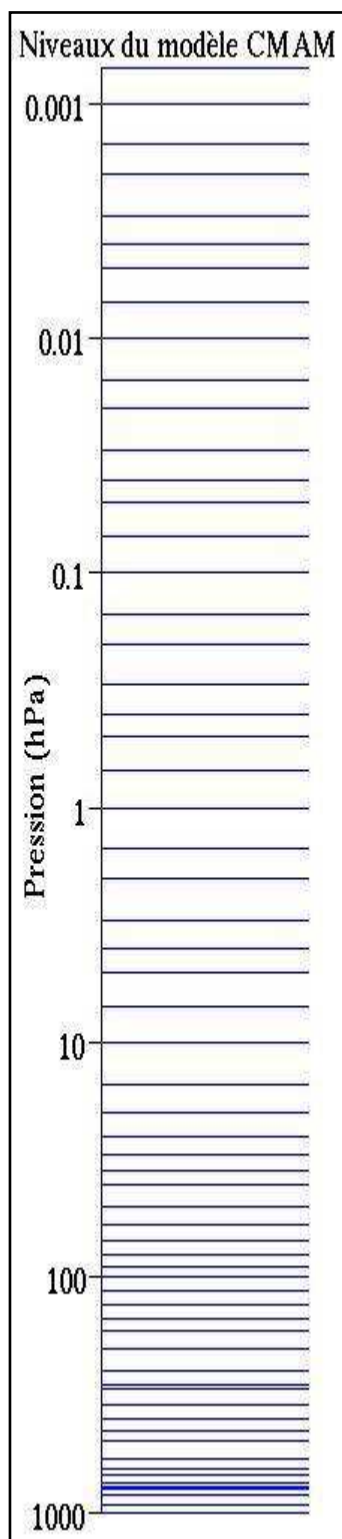


Figure 3.1 : Niveaux de calcul du modèle CMAM.

Concernant la dimension temporelle, on dispose de 4 données quotidiennes, à 00 TU, 06 TU, 12 TU et 18 TU. On retient les données calculées à 00 TU, afin de permettre une comparaison avec les résultats présentés au chapitre 2, issus des données lidar et radiosondage.

Quant à l'extension spatiale de la série, les données sont globales : elles forment une grille de points couvrant l'ensemble du globe et également répartis sur 96 longitudes (soit un point tous les $3,75^\circ$ de longitude) et 48 latitudes (soit également un point tous les $3,75^\circ$ de latitude). Les points sont donc plus rapprochés les uns des autres aux hautes latitudes que dans les régions tropicales. L'extension verticale est assurée par 63 niveaux de pression, répartis depuis le sol – 1000 hPa – jusqu'à la mésopause 0,07 Pa (voir figure 3.1 ci-contre).

Pour les ondes de nombre d'onde supérieur ou égal à 1, le nudging est réduit dès 10 hPa, si bien qu'à partir de 5 hPa le nudging de ces ondes n'a plus d'effet significatif. Pour les valeurs moyennes, le nudging est totalement maintenu jusqu'à 1 hPa en vue de s'appuyer sur les températures moyennes globales d'ERA-I qui sont considérées être de meilleure qualité à ces niveaux que les valeurs de températures obtenues par CMAM, qui souffrent d'un biais connu. Il est crucial de prendre en compte ces niveaux maximum de nudging dans notre analyse : les données troposphériques commentées ne constituent pas une critique ou une évaluation du modèle CMAM.

3.3. Motivations et objectifs

Notre étude consiste à appliquer aux données issues de la série CMAM20 la méthodologie de séparation des composantes de la température – de fond et dynamique – fondée sur l'analyse des distributions statistiques des anomalies, et qui a été décrite en détail dans le chapitre 2. L'objectif est triple :

- Démontrer que notre méthodologie, à l'origine appliquée à une série issue de mesures lidar, peut s'appliquer aux simulations numériques provenant de modèles climatiques globaux, ce qui lui donnera davantage de portée, et valider à la fois cette méthode d'analyse et la capacité de CMAM à reproduire de manière authentique les échauffements stratosphériques ;
- Etablir une étude globale de l'influence des échauffements stratosphériques sur les tendances de température, en incluant des comparaisons entre les hautes,

moyennes et basses latitudes dans les deux hémisphères, ainsi qu'entre les différentes longitudes à une latitude donnée ;

- Mener une étude de l'évolution des anomalies de températures au cours d'un échauffement stratosphérique, de façon similaire à la démarche du chapitre précédent mais avec une vision globale. On considérera également l'hémisphère sud et notamment le cas exceptionnel de l'échauffement stratosphérique soudain majeur qui s'y est produit lors de l'hiver austral 2002.

Dans un premier temps, les résultats obtenus pour la série issue des simulations CMAM seront comparés à ceux provenant des données lidar de l'OHP (et des radiosondages de Nîmes). Dans un second temps, on s'intéressera à l'extension de l'étude des tendances de température à des régions plus larges, pour tirer avantage de la couverture globale des données issues de CMAM. On procédera de même avec l'étude de l'évolution des anomalies au cours d'un échauffement.

3.4. Résultats au niveau de l'OHP

3.4.1. Choix géographique des simulations numériques du modèle CMAM

Il s'agit tout d'abord de déterminer, parmi les données mondiales issues du modèle CMAM, lesquelles vont être étudiées. Ce sont celles qui permettent la meilleure comparaison avec les résultats décrits au chapitre 2, donc celles qui se trouvent le plus près des stations dont sont issues les données analysées dans ce précédent chapitre. Le tableau 3.1 permet de comparer les situations géographiques des stations de l'OHP et de Météo-France à Nîmes avec le point de la grille du modèle CMAM qui a été retenu.

Tableau 3.1 : Situations géographiques des stations de l'OHP et de Nîmes, ainsi que du point de grille CMAM le plus proche.

Lieu	Station de l'OHP	Station M.-F. de Nîmes	Point de la grille CMAM
Longitude	5,72°E	4,4° E	3,75°E
Latitude	43,93°N	43,85°N	42,68°N

Il y a donc environ 200 km d'écart entre les deux points les plus éloignés (l'OHP et le point de la grille CMAM). Concernant la dimension verticale, si les données issues du lidar sont fournies en fonction de l'altitude géométrique, les données de la série CMAM sont quant à elles exprimées par rapport au niveau de pression. Afin de pouvoir comparer les résultats provenant des deux sources, nous avons appliqué la formule du nivellement barométrique, détaillée dans *U.S. Standard Atmosphere* [1976], pour convertir les niveaux de pression en altitude.

3.4.2. Profils de tendances

On applique la méthodologie décrite au chapitre 2 (ainsi que dans les annexes A et B) pour calculer les distributions des anomalies de températures par quinzaine ou pour chaque saison (figure 3.2).

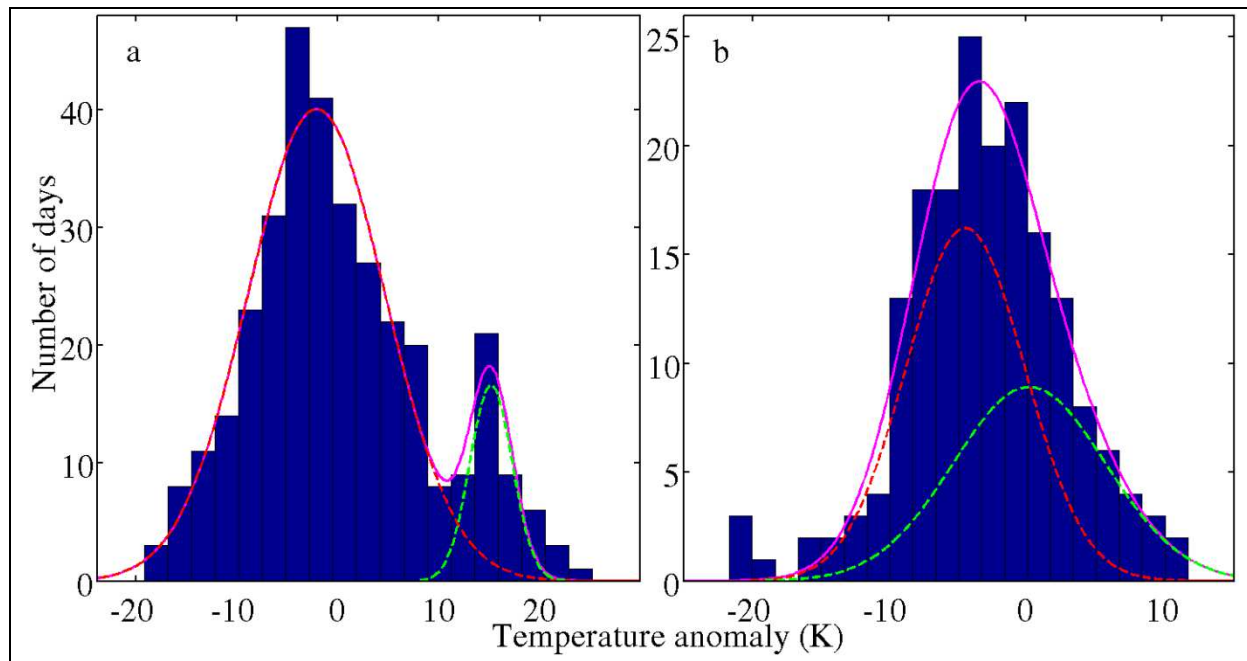


Figure 3.2 : Distributions des anomalies de températures à 48 km d'altitude de la seconde quinzaine de février (en considérant toutes les années disponibles) (a) et de l'ensemble de l'hiver 1992-1993 (b). Les valeurs utilisées sont celles de la région centrée sur l'OHP (voir le paragraphe 3.5.1. pour une description détaillée des régions considérées dans cette étude). La courbe violette représente l'approximation bi-gaussienne, et les courbes rouge et verte représentent les composants monomodaux gaussiens, respectivement la contribution de fond et la contribution dynamique. On pourra comparer ces distributions aux figures correspondantes du chapitre précédent (respectivement la figure 2.4 du paragraphe 2.3.1.1. pour la distribution (a), et la figure 2.6 du paragraphe 2.4.1. pour la distribution (b)). On prêter attention aux échelles des axes qui diffèrent d'une distribution à l'autre.

On constate à nouveau la séparation des composantes de fond et dynamique, spécialement pour les périodes hivernales. Par ailleurs, on notera que les distributions obtenues sont généralement plus « lisses » que celles obtenues avec les données lidar, ce qui peut être expliqué par le fait qu'il s'agit ici de données issues d'une simulation numérique – qui produit généralement des données aux variations globalement moins marquées que des mesures réelles – et qu'une moyenne régionale a été effectuée. Un plus grand nombre de données est donc indirectement pris en compte dans les distributions CMAM. Ceci renforce d'autant la distinction statistique de nouveau observée ici : deux processus physiques distincts sont bel et bien à l'œuvre.

De la même manière que précédemment, nous calculons à partir des données issues des simulations numériques CMAM les profils de tendances – de fond et dynamique – pour chaque saison (figure 3.3). Les valeurs considérées pour ce calcul sont celles correspondant au point de la grille CMAM situé le plus proche de l'OHP (voir le tableau 3.1 ci-dessus). La totalité de l'extension temporelle de la série est utilisée. Les profils vont du sol jusqu'à la haute mésosphère.

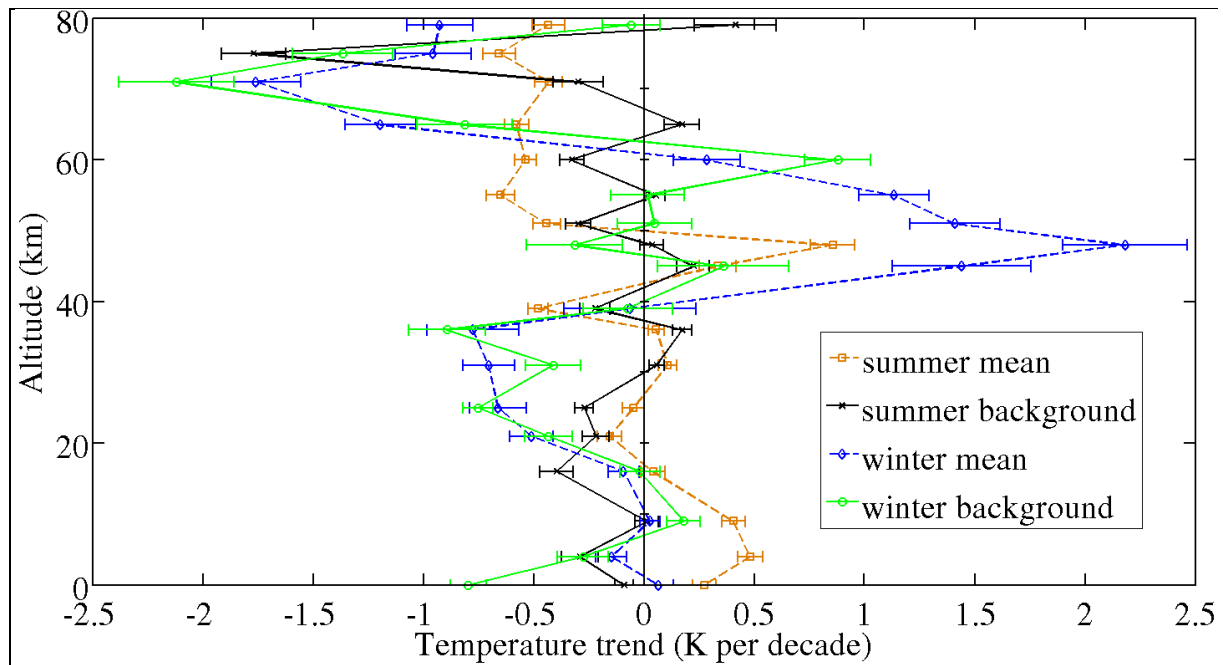


Figure 3.3 : Profils de tendances des données CMAM au niveau de l'OHP. De gauche à droite au niveau du sol (0 km) : tendance de fond hivernale (vert), tendance de fond estivale (noir), tendance moyenne hivernale (bleu), et tendance moyenne estivale (orange). Les valeurs sont des moyennes sur l'ensemble de la période 1990 – 2010. Les barres d'erreur indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

On cherche à comparer cette figure aux profils obtenus à partir des données lidar : pour ce faire, nous nous restreignons aux années disponibles pour les deux jeux de données (on filtre également la composante due au volcanisme en excluant certaines années du calcul des tendances, comme on l'avait fait au chapitre 2). Ce faisant, on obtient les profils hivernaux et estivaux suivants (figures 3.4 et 3.5), épurés des barres d'erreur pour une meilleure lisibilité.

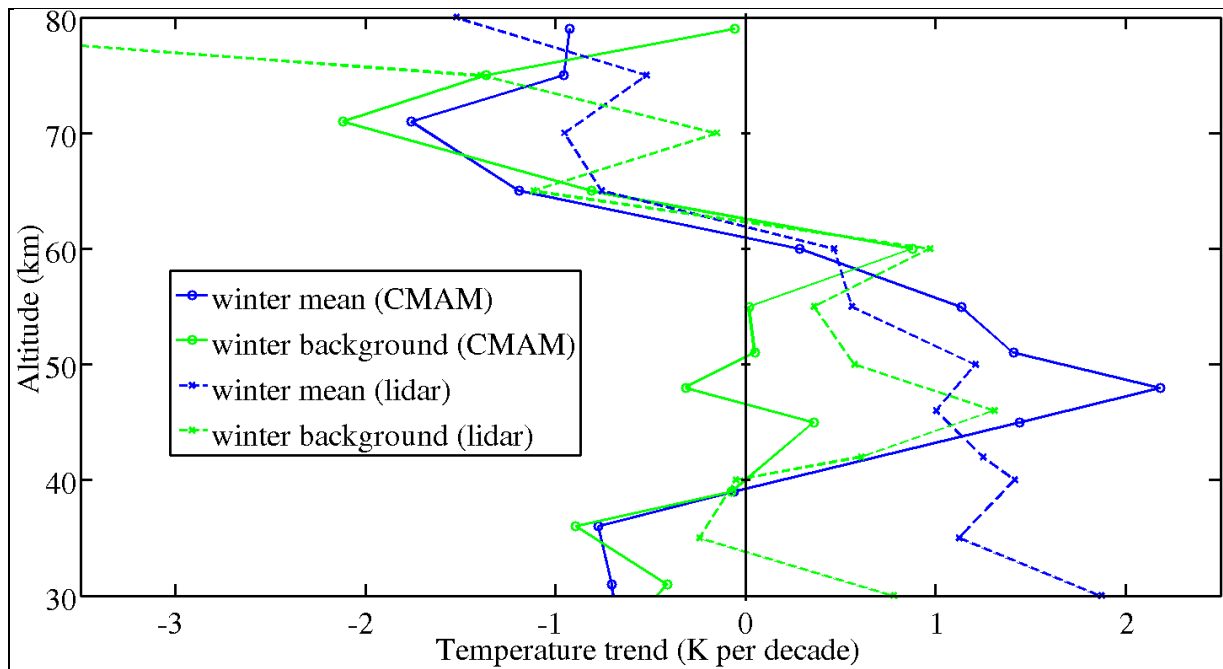


Figure 3.4 : Comparaison des profils de tendances hivernales issues de CMAM (traits pleins) et des données lidar mesurées à l'OHP (tirets). Les données prises en compte correspondent aux mêmes années pour les deux séries. Les couleurs sont identiques à celles des figures de profils de tendance précédentes.

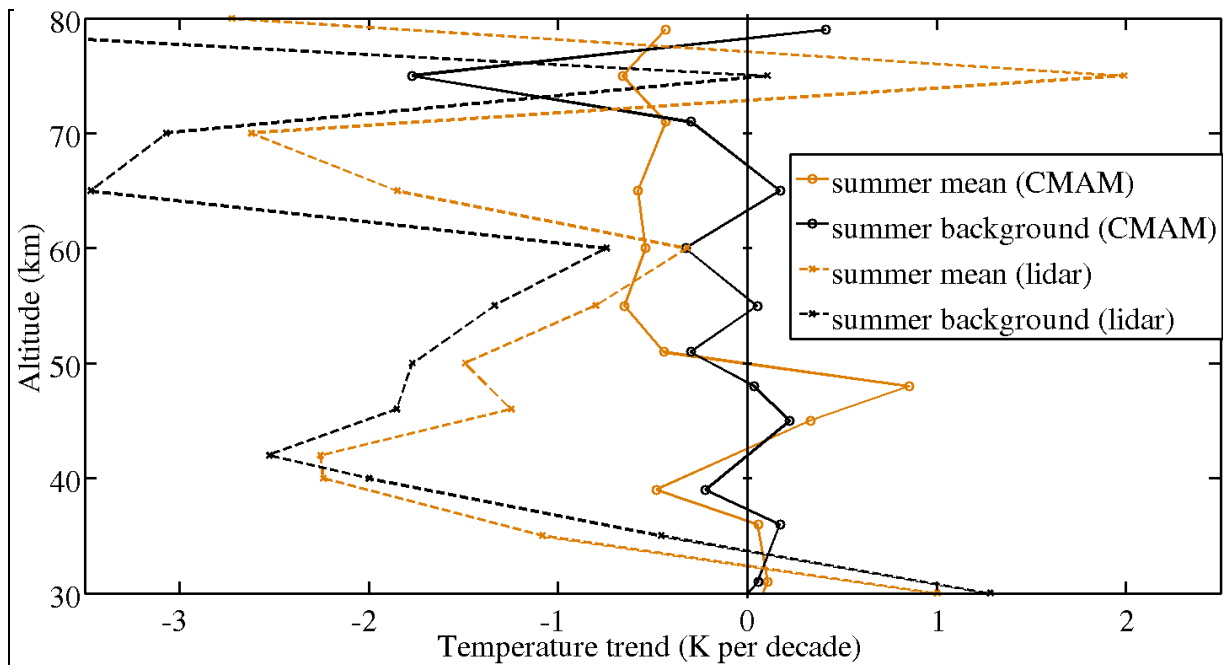


Figure 3.5 : Comparaison des profils de tendances estivales issues de CMAM (traits pleins) et des données lidar mesurées à l'OHP (tirets). Les données prises en compte correspondent aux mêmes années pour les deux séries. Les couleurs sont identiques à celles des figures de profils de tendance précédentes.

On note les points remarquables suivants.

- Les profils CMAM, tant pour la composante de fond que pour la composante moyenne, diffèrent parfois fortement des profils lidar. C'est davantage le cas pour les profils estivaux, pour lesquels les données CMAM n'indiquent qu'une tendance faible pour les couches inférieures à la haute mésosphère (quasiment systématiquement en dessous de $\pm 0,5$ K par décennie) tandis que les profils de l'OHP démontrent un refroidissement parfois marqué (-2 K par décennie dans la haute stratosphère, et jusqu'à -3 K par décennie dans la mésosphère). Ces différences peuvent en partie être expliquées par deux raisons : d'une part les données sont de nature différentes (issues de mesures ou d'un modèle), d'autre part les données lidar sont extrêmement locales alors que les données CMAM, même en ne considérant qu'un point de la grille, représentent malgré tout une moyenne régionale. Une autre explication possible est que CMAM reproduit mal (ou ne peut reproduire) une situation spécifique à la région de l'OHP, tout du moins concernant les tendances estivales autour de la stratopause et dans la mésosphère.
- Les profils hivernaux sont davantage en accord. Les profils moyens dans la haute stratosphère et au-delà sont très similaires dans leurs évolutions et leurs valeurs (jamais plus de 1 K par décennie de différence). Mais on soulignera surtout le fait que les profils de fond hivernaux sont ceux qui s'écartent le moins l'un de l'autre (toujours en deçà ou autour de 1 K par décennie de différence hormis à 80 km).
- De façon similaire à ce qui est observé pour les profils lidar, on note pour les données CMAM que le profil hivernal de fond indique des tendances inférieures (refroidissement plus important, ou réchauffement plus faible) au profil hivernal moyen dans la haute stratosphère et la basse mésosphère. Ce faisant, ce premier profil se rapproche des profils d'été. Ceci correspond également à ce qui avait été relevé au chapitre précédent. Ici – pour les données CMAM –, c'est même encore plus flagrant : dans la zone de 40 km à 55 km d'altitude, le profil hivernal de fond se confond quasiment avec les profils estivaux, alors que le profil moyen en diffère fortement. Cela confirme que la méthodologie que nous avons développée est un moyen efficace pour séparer la composante de fond de la composante dynamique, qui représente les fortes perturbations que la moyenne atmosphère connaît en hiver. En effet, en extrayant et en filtrant cette dernière, on obtient un profil de tendances similaire à ceux obtenus en été, ce que l'on attend effectivement d'une composante « de fond », qui ne représente que des phénomènes physiques (équilibre radiatif, petites perturbations dynamiques continues, etc.) qui varient peu d'une année à l'autre relativement aux variations d'amplitude des phénomènes dynamiques les plus importants.
- Ainsi la méthodologie que nous avons développée mène à des résultats cohérents pour les profils hivernaux. Les profils estivaux de fond se recoupent très peu, mais cela n'est pas dû au traitement qui a été appliqué, puisque ce sont les profils moyens eux-mêmes qui diffèrent fortement l'un de l'autre. (Du reste, comme il a été constaté et expliqué pour les données lidar, les profils estivaux moyen et de fond sont proches l'un de l'autre pour les données issues de CMAM.) Ces éléments démontrent que notre méthodologie est applicable aux simulations numériques provenant de modèles climatiques globaux.

3.4.3. Évolution de la température au cours d'un échauffement stratosphérique majeur

Les dates et types des 13 échauffements stratosphériques majeurs étudiés dans ce chapitre sont issus des réanalyses « Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications » (MERRA) [*Rienecker et al.*, 2011], et sont listés dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2 : Dates et type (« D » pour déplacement, « R » pour rupture) des échauffements stratosphériques majeurs pris en compte dans ce chapitre. D'après *Hitchcock et al.* [2013].

Date	Type
15 Déc. 1998	D
26 Fév. 1999	R
20 Mars 2000	D
12 Fév. 2001	D
30 Déc. 2001	R
18 Jan. 2003	D
5 Jan. 2004	D
21 Jan. 2006	D
24 Fév. 2007	D
22 Fév. 2008	D
24 Jan. 2009	R
9 Fév. 2010	R
24 Mars 2010	D

Ce sont les réanalyses ERA-Interim qui sont utilisées pour forcer le modèle CMAM, mais considérer les dates d'échauffements majeurs obtenues à partir des réanalyses MERRA plutôt qu'à partir des réanalyses ERA-I n'a quasiment aucune conséquence sur notre étude. En effet, il a été montré que différentes sources de réanalyses (parmi lesquelles MERRA et ERA-Interim) représentent les événements d'affaiblissement ou de renforcement du vortex polaire (comme ceux qui ont lieu au cours de l'hiver) de manière très similaire [*Martineau and Son*, 2010]. Pour rappel, la date de l'échauffement est définie comme étant le premier jour d'inversion du vent zonal à 60°N et 10 hPa. Ainsi, les dates des ESS majeurs sont la plupart du temps identiques dans les deux réanalyses : il en est ainsi 20 fois sur les 22 cas étudiés, et les deux fois où les dates diffèrent, ce n'est que d'un seul jour.

Une comparaison stricte avec les données lidar de l'OHP n'aurait été possible que sur un nombre très limité d'échauffements (3 de type rupture et 4 de type déplacement), aussi a-t-il été jugé préférable de considérer l'ensemble des événements de la période 1990 – 2010 listés dans les réanalyses MERRA, ce qui permet d'étudier un échantillonnage plus complet. On pourra noter que plus des deux-tiers des échauffements majeurs de la période 1990-2010 sont de type déplacement, et qu'aucun échauffement majeur n'a eu lieu entre le début de

l'année 1990 et l'hiver 1998-1999 (depuis 56 ans, c'est la plus longue période connue sans échauffement majeur).

La méthode développée au chapitre précédent est appliquée à l'ensemble de ces événements pour représenter l'évolution composite des anomalies de températures lors d'un échauffement stratosphérique majeur (figure 3.6).

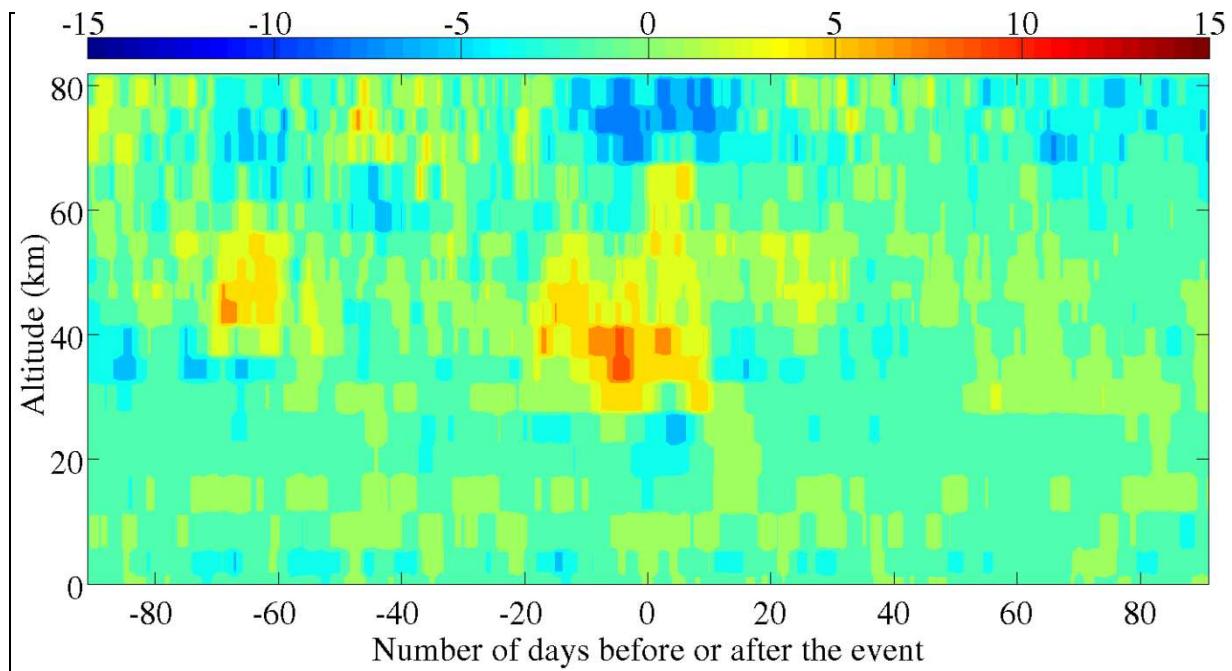


Figure 3.6 : Évolution composite (moyenne des 13 événements listés dans le tableau 3.2 ci-dessus) des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement majeur. La figure est calculée avec les données CMAM correspondant à la localisation de l'OHP. Chaque hiver est centré sur la date de l'échauffement majeur correspondant, comme pour la figure 2.13 (paragraphe 2.5.2.2.).

Cette figure peut être comparée à l'évolution composite correspondante obtenue avec les données lidar (figure 2.13, paragraphe 2.5.2.2.). L'accord est globalement très bon, comme le montrent les points détaillés ci-dessous.

- On distingue à nouveau l'échauffement principal (jusqu'à +10 K), centré autour de la date de l'échauffement et situé entre 30 km et 50 km d'altitude.
- À cet échauffement correspond la région du refroidissement le plus important (jusqu'à -8 K), qui a lieu sensiblement aux mêmes dates et concerne la haute mésosphère. De manière plus générale, on souligne pour les données CMAM – comme on l'avait fait pour les données lidar – l'anti-corrélation des anomalies de températures entre la haute stratosphère et la mésosphère, voire entre différents niveaux de la mésosphère.
- Une autre anomalie chaude (de +5 K à +8 K) est observée dans la haute stratosphère un peu plus de 2 mois avant l'échauffement. Les données lidar présentent également cette anomalie, mais aussi une autre anomalie chaude dans la stratosphère un peu moins de 2 mois avant l'échauffement, ce qui n'est pas visible ici.

- Le signal précurseur, constitué d'une anomalie chaude présente 3 mois avant l'échauffement dans la haute mésosphère et précédemment observé et commenté dans le chapitre 2, est à nouveau remarqué. Cependant, il est d'une intensité moindre (+4 K ici contre +10 K pour les données lidar).
- En ce qui concerne les niveaux troposphériques, une légère anomalie négative (de -4 K à -7 K) est observée deux semaines avant l'échauffement, alors qu'une descente d'air chaud provenant de la stratosphère a lieu lors de la troisième semaine après l'échauffement. Ces éléments recoupent exactement les résultats issus des mesures prises à l'OHP.

On calcule également les évolutions composites en distinguant les échauffements selon leur type : rupture ou déplacement (respectivement figures 3.7 et 3.8).

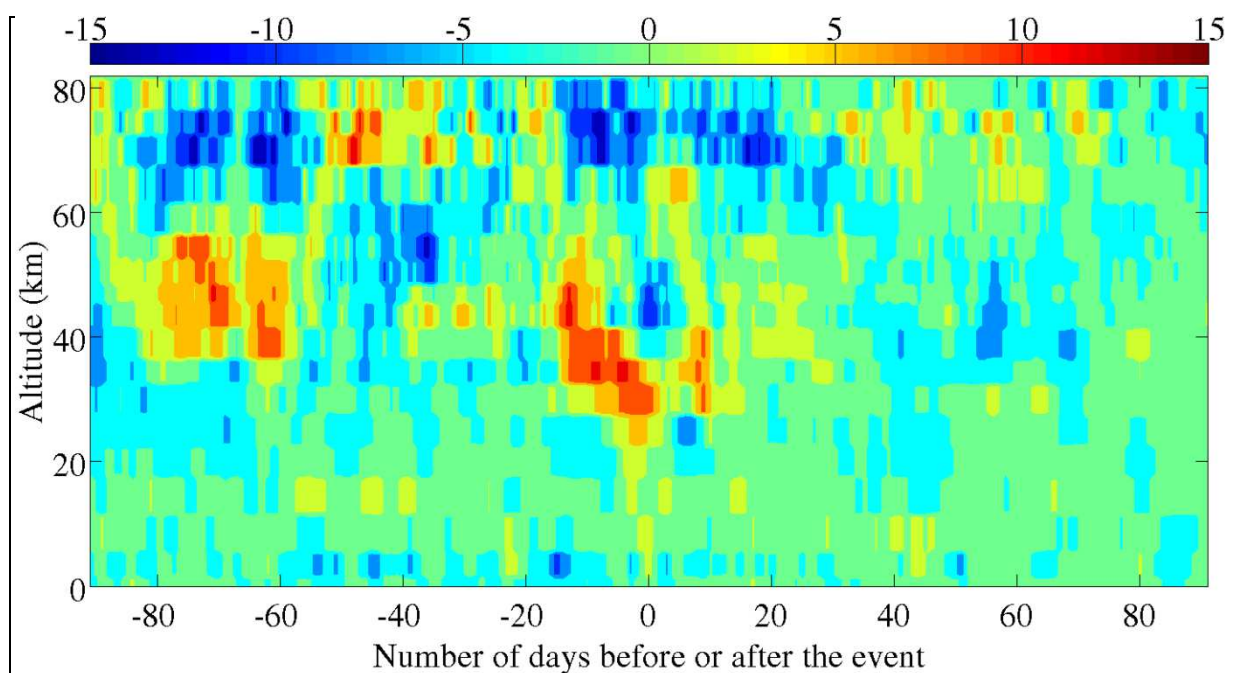


Figure 3.7 : Évolution composite (moyenne de 4 événements) des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture. La figure est calculée avec les données CMAM correspondant à la localisation de l'OHP.

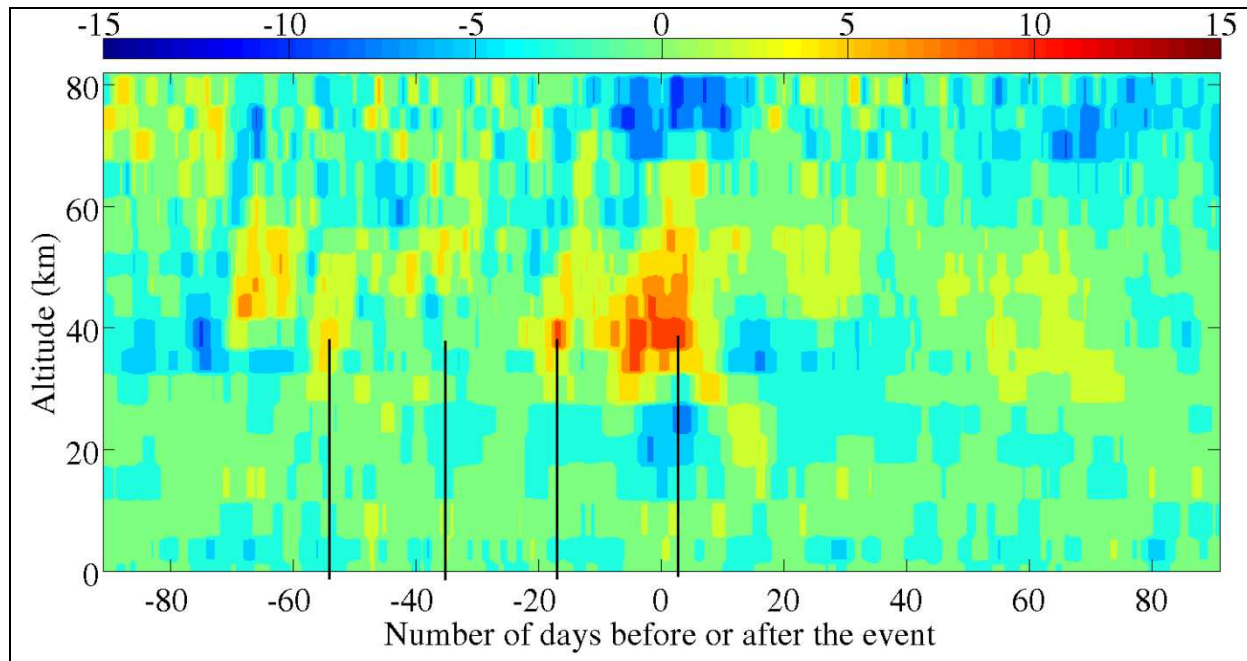


Figure 3.8 : Évolution composite (moyenne de 9 événements) des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type déplacement. La figure est calculée avec les données CMAM correspondant à la localisation de l’OHP. Les lignes verticales indiquent les maxima locaux de température à 40 km d’altitude : elles correspondent aux jours -54, -35, -17 et +3.

Les évolutions des anomalies de températures au cours d’un échauffement de type rupture et d’un échauffement de type déplacement se distinguent à différents égards. On gardera cependant à l’esprit l’inégale répartition (selon leur type) des échauffements stratosphériques majeurs ayant eu lieu entre 1990 et 2010 : conséquemment, certaines des distinctions que nous constatons en comparant les deux figures précédentes peuvent en partie s’en trouver exacerbées, malgré le calcul de moyenne qui a été effectué. En effet, les valeurs extrêmes sont davantage lissées dans la figure 3.8, qui résulte de la moyenne de 9 événements, que dans la figure 3.7, calculée à partir de 4 événements.

- Les anomalies sont plus marquées lorsque le vortex se rompt. Les différences les plus importantes se situent au niveau des anomalies précédant l’échauffement. On relève par exemple que l’anomalie chaude présente dans la haute stratosphère deux mois avant la date de l’échauffement est à la fois beaucoup plus marquée (de +7 K à +12 K pour les cas de rupture contre +4 K à +8 K pour les cas de déplacement), et plus longue (elle commence environ deux semaines avant celle observée lors d’un déplacement du vortex).
- Par voie de conséquence, l’anomalie froide mésosphérique qui coïncide avec l’anomalie chaude de la stratosphère est elle aussi plus marquée et plus longue dans les cas de rupture. De même, l’atmosphère témoigne des conséquences de ces perturbations marquées après leur survenue : des anomalies de températures (chaudes pour la haute mésosphère et froides pour la haute stratosphère et la basse mésosphère) sont visibles pour les cas de rupture. Pour les cas de déplacement du vortex polaire, les

anomalies post-échauffement sont inversées (elles sont froides pour la haute mésosphère et chaudes pour la haute stratosphère et la basse mésosphère), et leur amplitude est beaucoup plus faible.

- Dans les cas de rupture, l'échauffement principal s'étend verticalement jusqu'à des niveaux plus bas et est plus bref que pour les déplacements : il descend ainsi de la stratopause à environ 25 km d'altitude en deux semaines. Lorsque le vortex est déplacé, l'échauffement principal est moins intense mais plus étalé dans le temps (il dure près d'un mois), et il ne concerne quasiment pas les altitudes inférieures à 35 km.
- Enfin, la mésosphère présente une anomalie chaude (jusqu'à +5 K) deux mois après l'échauffement s'il s'agit d'une rupture du vortex, et froide (jusqu'à -8 K) si c'est un déplacement.

Il apparaît également pertinent de comparer ces figures aux évolutions composites correspondantes obtenues grâce aux données lidar de l'OHP (figures 2.14 et 2.15, paragraphe 2.5.2.3.).

- Les évolutions composites lidar et CMAM sont globalement en bon accord, les principales anomalies se retrouvant d'une figure à l'autre, à la même altitude et au même moment. L'accord est toutefois meilleur pour les échauffements de type rupture. Cela pourrait être dû au fait que les échauffements de type déplacement considérés pour l'étude des données CMAM n'ont, en moyenne, pas eu lieu au même moment que ceux considérés pour les données lidar. L'écart est en effet beaucoup plus faible pour les cas de rupture, comme on peut le constater à la lecture du tableau 3.3, représenté ci-dessous, qui récapitule les dates moyennes des échauffements majeurs considérés en fonction des différents jeux de données et du type d'échauffement stratosphérique.

Tableau 3.3 : Dates moyennes des échauffements stratosphériques majeurs pris en compte selon le type d'événement et le jeu de données considéré. Pour chaque type, la première colonne indique le nombre de cas étudiés.

	Rupture		Déplacement		Tous types	
Lidar	7	27 janvier	6	22 janvier	13	25 janvier
Simulations	4	30 janvier	9	7 février	13	4 février

- Pour les deux types d'échauffements, on relève que la zone de la principale anomalie chaude dure plus longtemps pour les données de l'OHP. Par ailleurs, le fait – relevé ci-dessus – que cette zone s'étend jusqu'à des niveaux plus bas pour les cas de rupture du vortex est également visible pour les données lidar.
- La périodicité remarquée lors de l'étude des données OHP pour les cas de déplacement apparaît également sur les données CMAM. On note en effet que les maxima locaux de température à 40 km, qui se situent respectivement aux jours -54, -35 (soit 19 jours plus tard), -17 (18 jours plus tard) et +3 (20 jours plus tard), tendent à indiquer une périodicité de l'ordre de 19 jours (la valeur de la périodicité des données OHP avait été estimée à 18 jours).

- L'anomalie chaude mésosphérique post-échauffement ne perdure pas pour les cas de déplacement pour les données CMAM, contrairement aux résultats de l'OHP. En revanche, elle perdure pour les deux séries étudiées lors d'une rupture du vortex.
- Enfin, concernant la troposphère, on constate que les anomalies sont plus marquées dans les cas de rupture, avec des anomalies froides (jusqu'à -9 K) au cours des deux mois précédant l'échauffement et des anomalies chaudes au moment de l'échauffement et jusqu'à un mois et demi après (+4 K). Ceci corrobore ce qui a été observé sur les données lidar, hormis un léger décalage temporel pour la transition de l'anomalie froide à l'anomalie chaude, qui a lieu une vingtaine de jours plus tard pour les données de l'OHP (soit après l'échauffement, tandis que la transition débute au moment de l'échauffement pour les données issues de CMAM).

3.5. Étude globale des tendances de température

3.5.1. Objectifs

Il s'agit maintenant de tirer pleinement avantage du caractère global des données fournies par la série CMAM20. Pour ce faire, nous divisons le globe en différentes régions, composées de plusieurs points de la grille globale sur laquelle se répartissent les données CMAM. Le découpage du globe s'effectue selon des bandes zonales larges d'une dizaine de degrés (selon la latitude). Ces bandes comprennent donc plusieurs points de la grille de latitudes différentes. Le nombre de régions par bande de latitudes (listé dans le tableau 3.4) décroît en allant vers le pôle, dans le but d'obtenir des régions dont la surface est d'un même ordre de grandeur (10^6 km²). Le choix de la valeur de cet ordre de grandeur résulte de la prise en compte de la taille caractéristique des événements dynamiques ciblés dans cette étude : les incursions d'air polaire lors d'échauffements stratosphériques (filaments polaires) tout comme les ondes de Rossby ont des dimensions caractéristiques allant de plusieurs centaines de kilomètres à quelques milliers de kilomètres.

Tableau 3.4 : Nom, étendue et nombre de régions pour chaque bande de latitudes.

Nom de la bande de latitudes	Etendue en latitude	Nombre de régions
80N	76°N - 87°N	4
70N	65°N - 72,5°N	6
57N	54°N - 61°N	8
45N	42,5°N - 50°N	8
40N	35,5°N - 46°N	8
35N	31,5°N - 39°N	8
20N	16,5°N - 24°N	8
20S	16,5°S - 24°S	8
45S	42,5°S - 50°S	8
80S	76°S - 87°S	4

En allant vers les pôles, les régions sont donc plus étendues selon la longitude : de l'équateur jusqu'aux moyennes latitudes les régions ont une extension de 45° (selon la

longitude) tandis que pour la bande 80N les quatre régions décrivent des intervalles de 90° de longitude.

Pour chaque région, on effectue une moyenne des températures des différents points qu'elle contient, afin d'obtenir une unique série par région. On peut alors comparer les résultats obtenus dans différentes régions, ou bien procéder à une moyenne zonale (en considérant les différentes régions d'une même bande de latitudes) pour aboutir à des résultats plus globaux. Calculer une moyenne zonale à partir des résultats obtenus par région plutôt qu'appliquer directement notre traitement d'analyse statistique à la moyenne zonale des températures est non seulement plus logique et pertinent d'un point de vue physique, mais aussi en meilleur accord avec notre hypothèse et la méthodologie qui a été développée. En effet, cela permet de conserver une vue et une analyse régionales des évolutions de températures, ce qui fait doublement sens car les phénomènes physiques étudiés occasionnent des perturbations spatialement limitées, et l'analyse décrite au chapitre précédent a pour but de les distinguer. Concrètement, en cas d'échauffement stratosphérique majeur par exemple, le vortex est déplacé ou divisé en plusieurs parties et l'état de l'atmosphère (que ce soit concernant la température, le géopotential ou encore la direction et la vitesse du vent) varie fortement le long d'un parallèle [Charlton et Polvani, 2007] ; si bien que la moyenne zonale n'a pas autant de sens que lorsque la situation est plus stable et donc plus homogène sur une même latitude.

Il est à noter que les profils de tendances présentés dans cette section ont été calculés en prenant en compte toutes les données disponibles, soit de 1990 à 2010, de nouveau dans l'idée d'exploiter au maximum la richesse de la série CMAM20. Ainsi aucune saison ou année n'a-t-elle été exclue, que ce soit à cause du volcanisme ou, *a fortiori*, de données de moindre qualité (par rapport au reste de la série). Du reste, ces deux paramètres impactent sensiblement moins les simulations CMAM que les mesures par lidar.

3.5.2. Comparaison selon la latitude

On effectue la moyenne zonale des profils de tendances obtenus pour les différentes régions de 6 bandes de latitudes qui couvrent l'ensemble du globe (les bandes 80N, 45N, 20N, 20S, 45S et 80S). On peut ainsi comparer selon la latitude l'effet de la dynamique sur les tendances de température (figure 3.9).

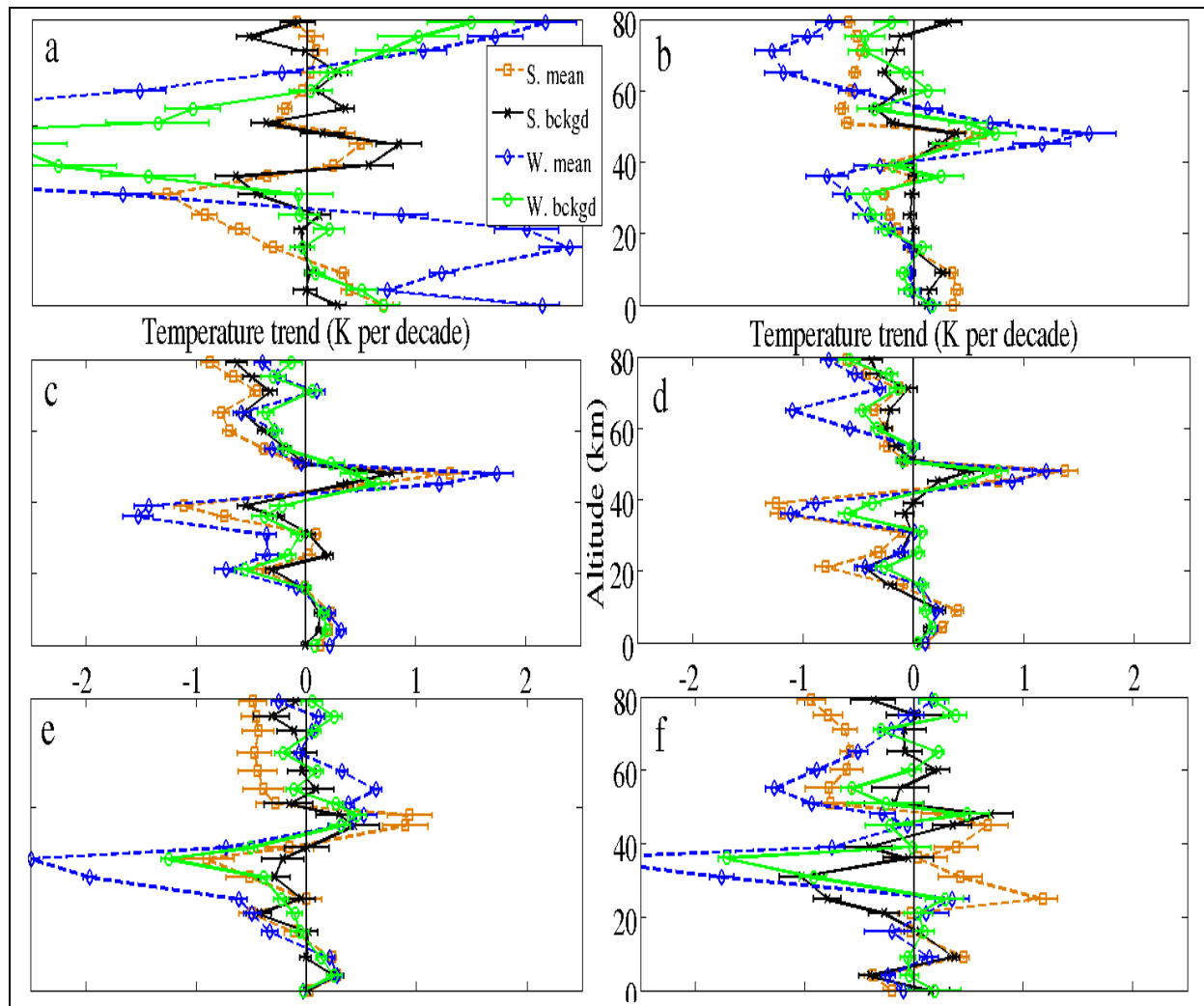


Figure 3.9 : Profils de tendances moyennés zonalement sur différentes bandes de latitudes : 80N (a), 45N (b), 20N (c), 20S (d) , 45S (e) et 80S (f). Les courbes d'hiver correspondent aux mois d'octobre à mars pour l'hémisphère nord et à ceux d'avril à septembre pour l'hémisphère sud. Les données sont moyennées sur la période 1990 – 2010. Pour permettre une comparaison plus aisée, les échelles horizontales et verticales sont les mêmes pour les six graphes. Les barres d'erreur (pour les composantes de fond) indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

L'étude de ces six familles de profils permet de remarquer différentes caractéristiques.

- Les profils des latitudes plus faibles indiquent des tendances moins marquées et moins fortement variables en fonction de l'altitude que ceux des latitudes plus élevées. Cela témoigne notamment de l'activité dynamique intense qui affecte davantage ces dernières latitudes.
- Pour l'ensemble des 6 graphes, les profils hivernaux moyens indiquent en général des tendances plus marquées que les profils estivaux moyens. De même, l'activité dynamique renforcée en hiver est en bonne partie responsable de cette observation.
- Les profils de l'hémisphère sud indiquent globalement des tendances légèrement plus faibles que les profils correspondants de l'hémisphère nord. Cette constatation est à

relier à la présence plus importante de continents et de chaînes de montagnes dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Or ces deux éléments ont été décrits comme éléments déclencheurs d'ondes de gravité et d'ondes planétaires. Par ailleurs, les terres émergées empêchent le pôle nord de se refroidir autant que le pôle sud, ce qui affaiblit le vortex qui s'y forme.

- On retrouve à toutes les latitudes et dans les deux hémisphères un point qui a été souligné tant pour les profils CMAM obtenus au niveau de l'OHP (paragraphe 3.4.2.) que pour les profils calculés avec les données lidar (paragraphe 2.4.2.2.) : le profil hivernal de fond diffère du profil hivernal moyen pour se rapprocher des profils estivaux, voire se confondre avec eux. De plus, on notera, comme on l'a vu dans tous les cas précédents, que les deux profils estivaux – de fond et moyen – diffèrent peu l'un de l'autre. (Ceci est vrai à l'exception de l'hémisphère sud, à certains niveaux seulement, comme il sera expliqué dans le point suivant.) À nouveau, cela valide notre hypothèse de séparation de la température en une composante de fond et une composante dynamique, ainsi que notre méthodologie de filtrage de la composante dynamique. Cependant, on remarquera que lorsque la tendance hivernale moyenne est très prononcée, comme au-dessus de 40 km pour le graphe (a), la tendance hivernale de fond ne rejoint pas exactement les profils estivaux. Ceci pourrait signifier qu'aux altitudes et aux latitudes où l'impact de la dynamique atteint son maximum, la composante de fond elle-même peut être affectée par les événements dynamiques. Notre méthodologie semble alors atteindre une limite, et l'activité dynamique n'est pas suffisamment filtrée.
- Les graphes de l'hémisphère sud montrent que les profils d'été – de fond et moyen – peuvent à certaines altitudes différer significativement l'un de l'autre : on l'observe notamment dans la moyenne stratosphère ainsi que dans la haute mésosphère pour (e) et (f). Les hypothèses de départ de notre méthodologie suggèrent d'expliquer cette différence par la présence d'une certaine activité dynamique estivale dans l'hémisphère sud. Or on note qu'à ces altitudes le profil de fond d'hiver se rapproche du profil de fond d'été (et non du profil moyen d'été) : cela corrobore cette proposition d'explication (les deux profils de fond, filtrés de l'activité dynamique, se rapprochent l'un de l'autre). Une telle résurgence d'activité dynamique en été dans l'hémisphère sud pourrait être liée à l'influence des événements de grande ampleur qui ont lieu au même moment dans l'hémisphère nord. On notera qu'un tel couplage dynamique inter-hémisphères a déjà été souligné par *Karlsson et al.* [2007], ainsi que par *Becker and Fritts* [2006] en ce qui concerne l'autre saison de l'année (l'été de l'hémisphère nord) : l'activité intense des ondes planétaires troposphériques de l'hémisphère sud est reliée aux observations faites aux hautes latitudes de la mésosphère dans l'hémisphère nord pour l'année 2002. Tout ceci rappelle ce qui avait été observé sur les données lidar dans la haute mésosphère (figure 2.8 et paragraphe 2.4.2.2.), où l'on avait également suggéré le rôle des ondes de gravité dans la présence d'une variabilité importante dans la haute mésosphère d'été [*Keckhut et al.*, 2011b].

Quant à l'étude de l'occurrence des événements dynamiques importants, les tendances hivernales de la bande 45N (figure 3.10) sont d'amplitudes plus faibles que celles observées au niveau de l'OHP (figure 2.9, paragraphe 2.4.2.3.).

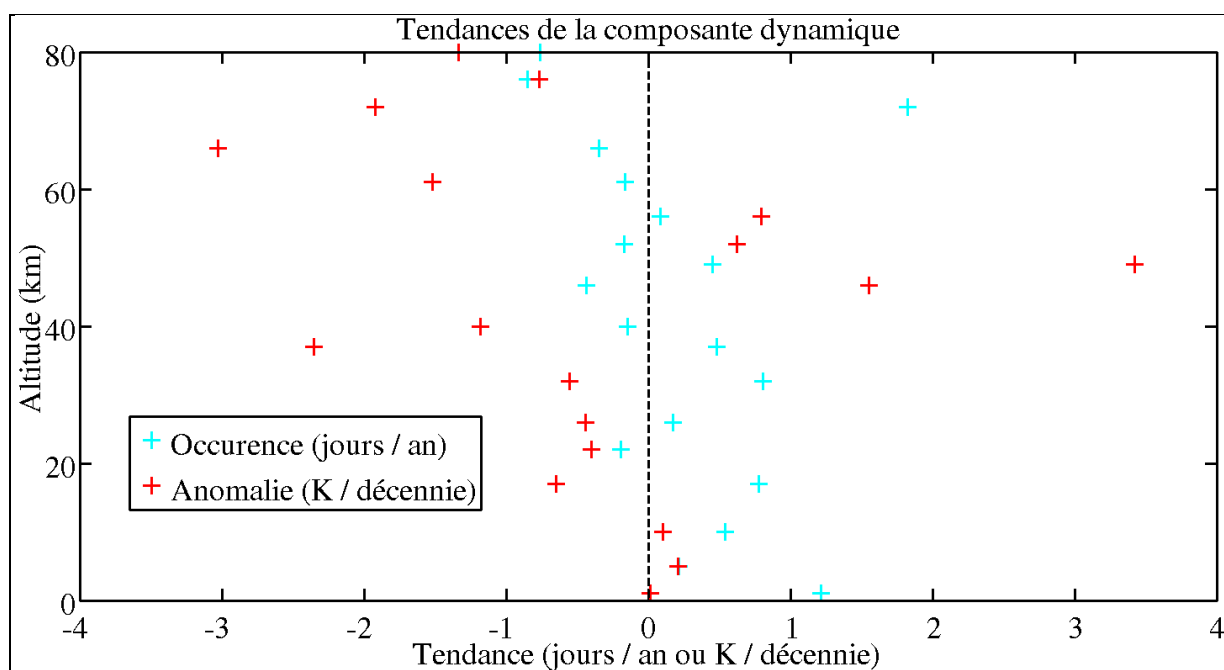


Figure 3.10 : Profils de tendances de la composante dynamique hivernale pour la bande 45N : occurrence (bleu, en jours par an) et anomalie de température (rouge, en K par décennie). Les calculs sont effectués sur l'ensemble de la période 1990 – 2010. On veillera à noter que les tendances sont ici représentées jusqu'au sol, contrairement à la figure correspondante pour les données de l'OHP (figure 2.9, paragraphe 2.4.2.3.).

On observe en moyenne que chaque année davantage de jours sont concernés par les échauffements en-dessous de 40 km (+0,5 jours par an, à comparer à une moyenne d'un peu plus de 50 jours concernés chaque hiver), alors qu'aucune tendance significative n'apparaît au-dessus de cette altitude (-0.1 jours par an, à comparer à une moyenne d'un peu moins de 60 jours concernés chaque hiver). Contrairement aux résultats de la partie 2, l'anomalie dynamique suit une tendance globalement négative, excepté au niveau de la stratopause. Ainsi les effets sont les mêmes que ceux décrits dans la partie 2 (puisque nous avons constaté – figure 3.9 (b) – que la composante de fond se rapproche des courbes d'été par rapport au profil moyen), mais les causes sont différentes : si l'on observe autour de 35 km une tendance de fond supérieure à la tendance moyenne, c'est parce qu'à cette altitude il y a davantage d'échauffements qui sont de moins en moins chauds (ce qui tire la tendance moyenne vers les valeurs négatives). C'est l'inverse au niveau de la stratopause (mais toujours avec les mêmes conséquences, puisque la tendance de fond est inférieure à la tendance moyenne à cette altitude), où la tendance de l'anomalie dynamique est positive et celle de l'occurrence de faible amplitude : on observe donc environ le même nombre d'échauffements chaque hiver, mais ils sont de plus en plus chauds, ce qui tire la tendance moyenne vers les valeurs positives.

3.5.3. Comparaison selon la longitude

On s'intéresse maintenant à une seule bande de latitudes et on cherche à étudier l'évolution des tendances de température selon la longitude. Pour cela, on choisit de se concentrer sur la bande de latitudes 40N. Cela nous permet à la fois de conserver une vue à une échelle plus grande que pour une seule région et d'analyser les latitudes les plus susceptibles de présenter des variations importantes selon la longitude. En effet, ces latitudes correspondent aux bords du vortex polaire : elles témoignent d'un comportement non zonal lorsque des événements dynamiques importants liés à des ondes planétaires de haute amplitude ont lieu. Les tendances de température sont calculées pour chaque région de la bande 40N, ce qui permet de représenter l'évolution selon la longitude de ces tendances à différentes altitudes (figure 3.11).

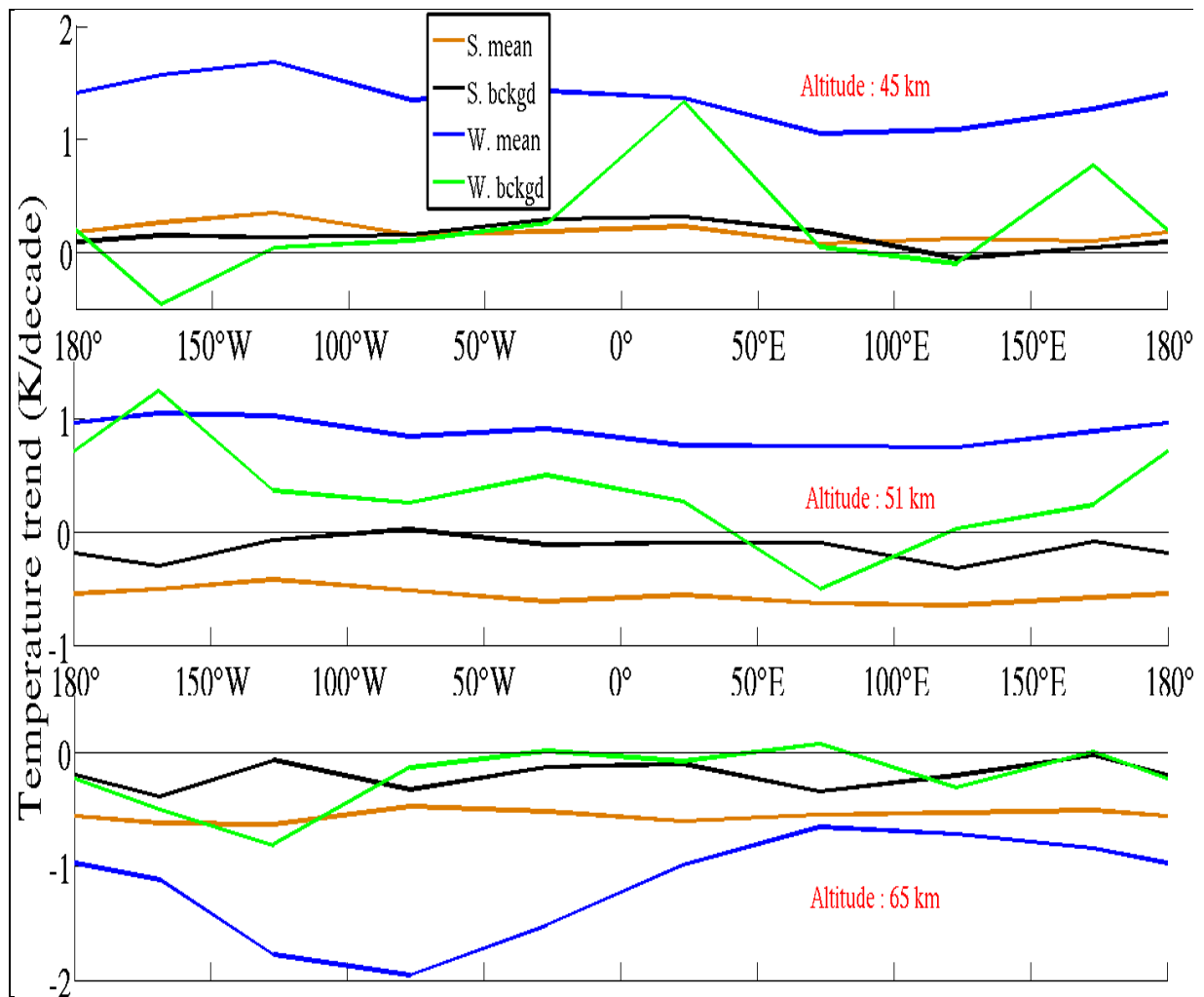


Figure 3.11 : Tendances de température moyennes pour la bande de latitudes 40N aux altitudes 45 km (haut), 51 km (milieu) et 65 km (bas). Les calculs sont effectués sur l'ensemble de la période 1990 – 2010.

L'analyse de ces courbes de tendances apporte de nouveaux éléments.

- Comme nous l'avions remarqué jusque là, les deux courbes d'été sont relativement proches l'une de l'autre, contrairement aux courbes d'hiver qui peuvent fortement varier l'une par rapport à l'autre.
- Hormis en de très rares points, la composante hivernale de fond se rapproche des tendances estivales (par rapport à la composante hivernale moyenne), souvent jusqu'à se confondre avec ces dernières. Une fois encore, cela confirme ce qui a été observé jusque là, à la fois sur des données locales, régionales ou zonales. À 51 km, alors que la tendance hivernale moyenne est clairement positive (elle oscille autour de 1 K par décennie), la composante hivernale de fond se rapproche de zéro, voire devient négative, comme ce qui a été noté pour les données lidar de l'OHP.
- On remarque des différences selon la longitude, en particulier pour la composante hivernale moyenne à 45 km et 65 km, mais pas ou peu de variation pour les deux courbes d'été. Les tendances hivernales moyennes sont plus prononcées vers 75°W-150°W et plus faibles vers 50°E-125°E. Cela s'accorde avec les séries de données mesurées à Table Mountain Facility (34,4°N, 117,7°W) qui indiquent des tendances plus importantes qu'à l'OHP [Randel *et al.*, 2009; Keckhut *et al.*, 2011a; Li *et al.*, 2011]. On observe que la différence maximale entre ces deux stations est atteinte à 65 km, ce qui est confirmé par Li *et al.* [2011].
- L'activité dynamique hivernale, et plus particulièrement les échauffements stratosphériques, semblent avoir un impact le plus important de 180° à 50°W et autour de 100°E à 45 km d'altitude, autour de 75°E à 51 km et entre 0° et 100°W à 65 km.

En conclusion, l'activité dynamique est non seulement le facteur le plus important qui cause la différence entre les tendances observées (moyennes) de l'été et celles de l'hiver, mais elle semble également expliquer une partie de l'évolution longitudinale des tendances observées en hiver. L'impact des échauffements stratosphériques varie selon la longitude, ce qui affecte les tendances de température mesurées en hiver.

3.6. Étude globale de l'évolution de la température au cours d'un échauffement stratosphérique

3.6.1. Comparaison selon la latitude

3.6.1.1. Hémisphère nord

On représente, pour cinq bandes de latitudes couvrant l'hémisphère nord (les bandes 35N, 45N, 57N, 70N et 80N), les évolutions composites des anomalies de températures lors d'un échauffement de type rupture et lors d'un échauffement de type déplacement (figures 3.12 à 3.16). Le lecteur veillera à noter la progression de l'échelle de température d'une figure à l'autre.

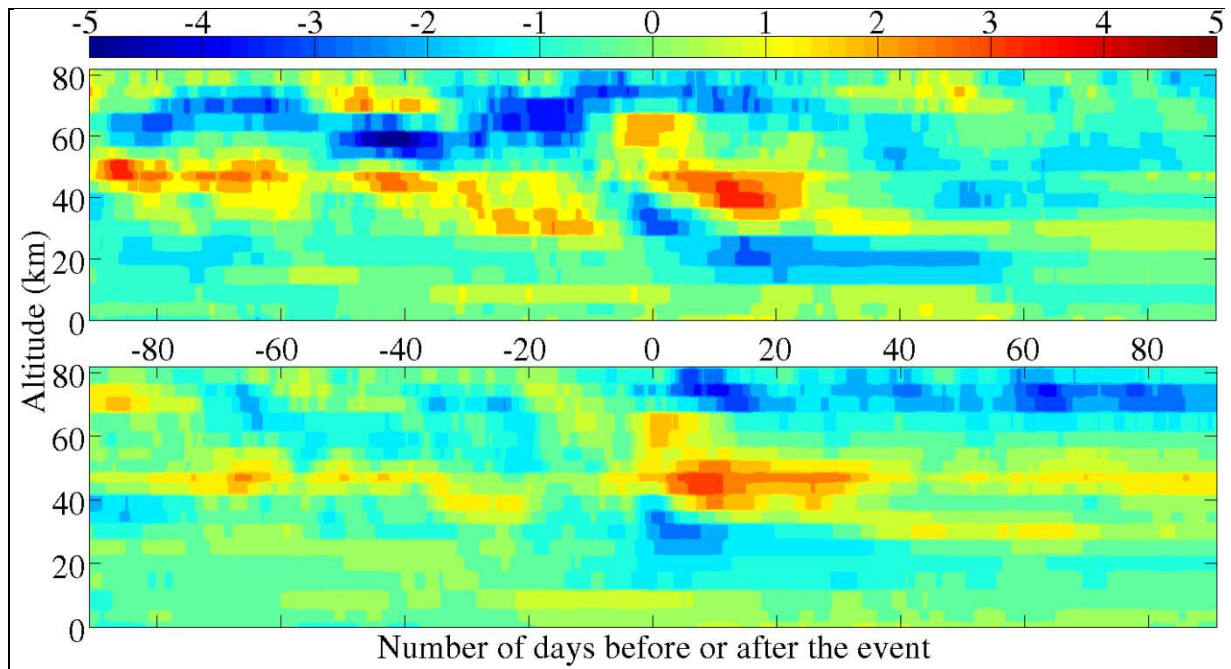


Figure 3.12 : Évolutions composites des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture (haut) et déplacement (bas) pour la bande de latitudes 35N.

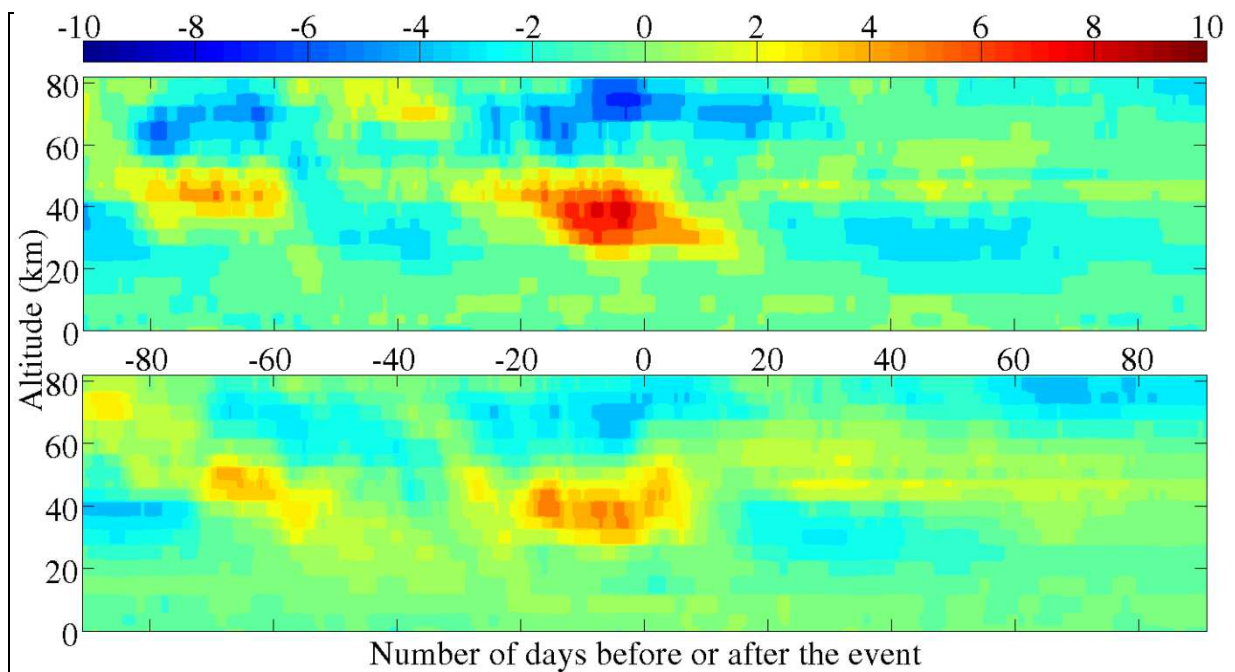


Figure 3.13 : Évolutions composites des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture (haut) et déplacement (bas) pour la bande de latitudes 45N.

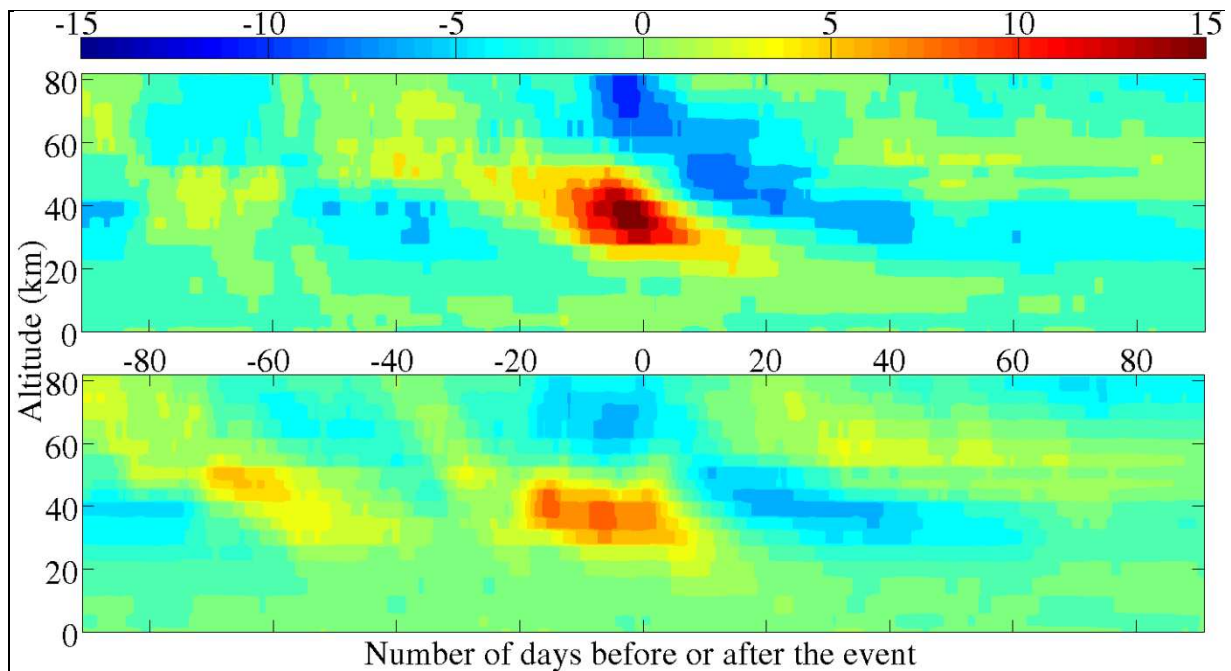


Figure 3.14 : Évolutions composites des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture (haut) et déplacement (bas) pour la bande de latitudes 57N.

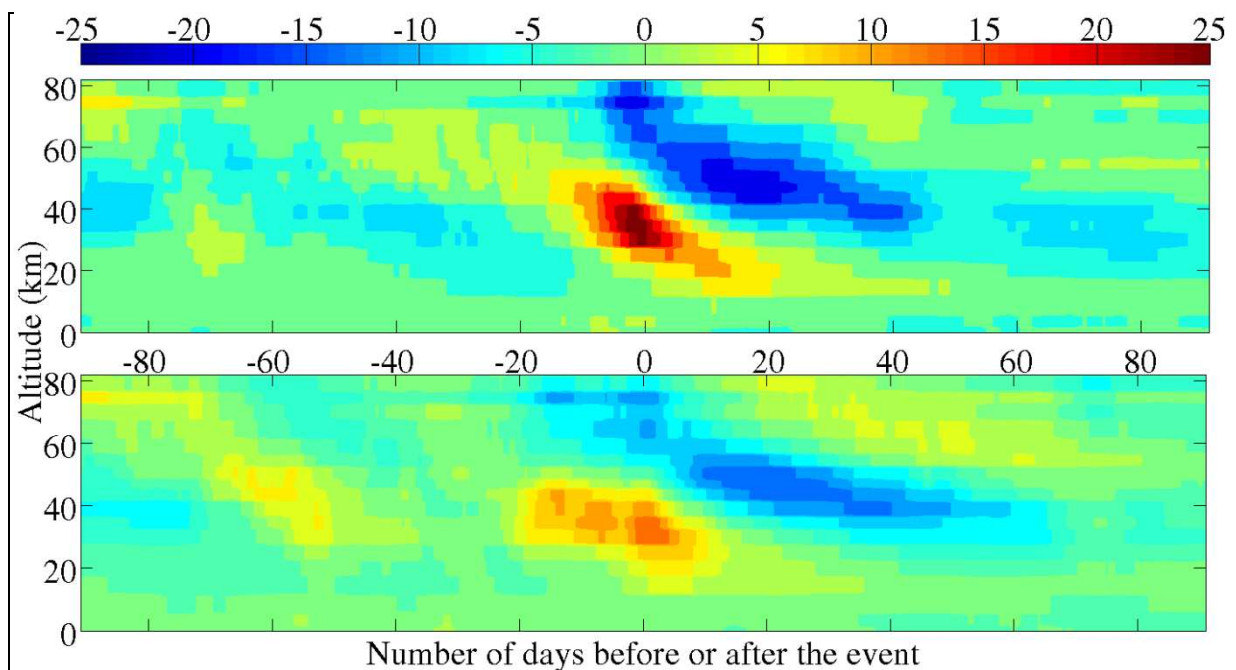


Figure 3.15 : Évolutions composites des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture (haut) et déplacement (bas) pour la bande de latitudes 70N.

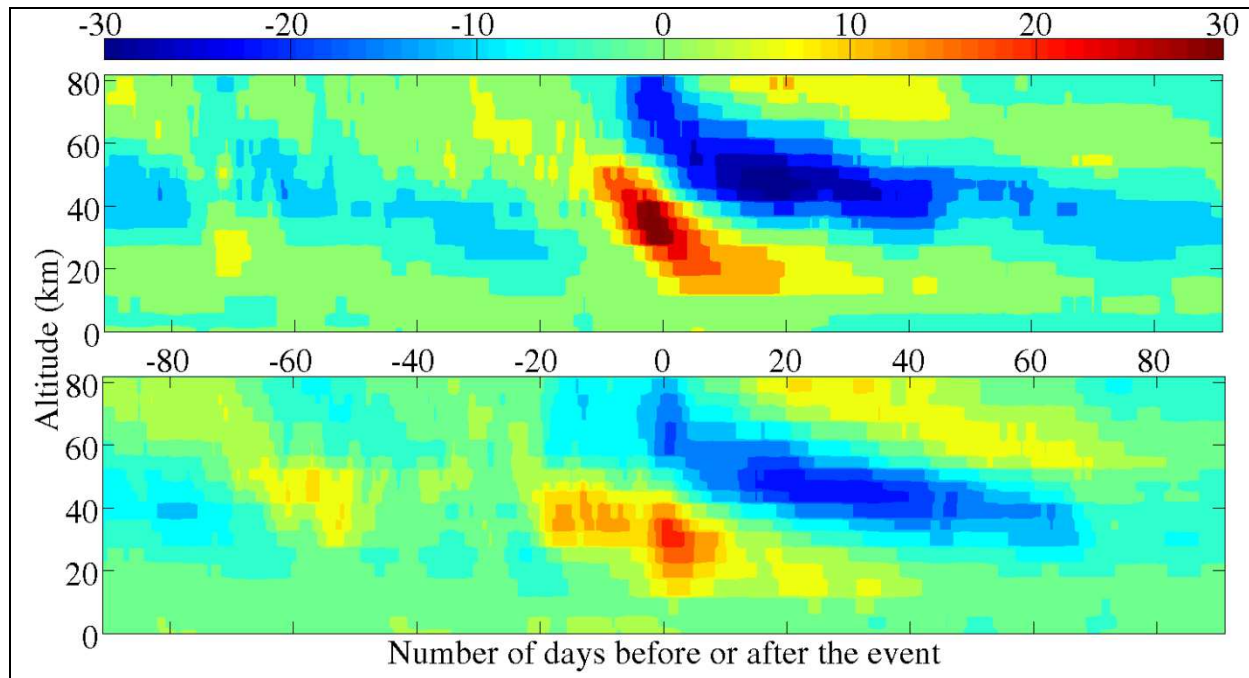


Figure 3.16 : Évolutions composites des anomalies de températures moyennes pour un hiver avec échauffement de type rupture (haut) et déplacement (bas) pour la bande de latitudes 80N.

Dans un premier temps, il est donc possible de comparer l'évolution des anomalies de températures au cours d'un échauffement stratosphérique majeur selon la latitude ainsi que selon le type de l'événement. Les points les plus significatifs sont listés ci-dessous. On gardera à l'esprit que certaines des distinctions observées entre les échauffements de type différents peuvent souffrir d'un léger biais dû à l'échantillonnage inégal (les moyennes sont effectuées sur 4 cas de rupture et 9 cas de déplacement).

- Plus la latitude est haute et plus les anomalies de températures sont marquées : la zone du réchauffement principal passe en effet de +4 K (déplacement ou rupture) pour les deux premières bandes de latitudes à +15 K (déplacement) et +30 K (rupture) pour les deux bandes les plus proches du pôle. De même, la région qui concentre les anomalies les plus froides évolue de -5 K (déplacement ou rupture) pour les latitudes inférieures à 50°N à -15 K (déplacement) et -20 K (rupture) pour la 4^e bande de latitudes. Les anomalies froides au niveau du pôle sont encore plus importantes (-20 K pour les déplacements, -30 K pour les cas de rupture).
- On remarque que la région qui concentre les anomalies les plus froides est nettement moins marquée pour les cas de déplacement ; elle est même quasiment absente aux latitudes moyennes.
- Alors qu'il n'y a pas de décalage temporel entre la zone d'anomalie froide la plus importante et la zone d'anomalie chaude la plus importante aux basses latitudes, on observe qu'au-delà de 65°N l'anomalie froide se décale progressivement jusqu'à atteindre un retard d'une vingtaine de jours (par rapport à l'anomalie chaude). Ce phénomène est légèrement plus marqué dans le cas d'un déplacement du vortex, et est

lié aux phénomènes de dislocation puis de reformation du vortex polaire, qui affectent les bords du vortex et se propagent de proche en proche selon la verticale.

- Enfin, on remarque pour les latitudes les plus élevées une descente d'air mésosphérique qui suit le rétablissement du vortex polaire dans la haute stratosphère à la suite de l'échauffement, comme l'ont établi *Orsolini et al.* [2010]. Ils écrivent : « la descente d'air mésosphérique est accompagnée par la formation rapide d'une couche mésosphérique polaire anormalement chaude, c'est-à-dire une stratopause polaire élevée, aux environs de 75 km d'altitude, puis à sa descente progressive jusqu'à son niveau pré-échauffement (autour de 1 hPa) en un mois et demi à deux mois ». Tout ceci est exactement conforme à ce que nous observons. Ainsi le modèle CMAM reproduit de manière fidèle aux observations ce phénomène visible dans la mésosphère et résultant d'une importante perturbation dynamique.

Dans un second temps, on peut comparer la figure 3.13, qui concerne la bande de latitudes 42,5°N - 50°N, aux résultats obtenus lors de l'étude des données lidar de l'OHP, situé à 43,93 degrés de latitude nord (figures 2.14 et 2.15).

- Globalement, les figures sont fortement similaires, et présentent des anomalies dont les évolutions spatio-temporelles sont tout à fait comparables.
- Les anomalies de températures sont moins prononcées pour les données provenant des simulations CMAM, la différence étant plus prononcée dans le cas d'un déplacement du vortex que d'une rupture. Ceci peut être en partie dû au fait que les mesures de l'OHP sont locales tandis que le résultat présenté pour les données CMAM résulte d'une double moyenne, à la fois méridionale (sur une bande de latitudes) et zonale. Par ailleurs, et comme on l'a déjà remarqué sur les distributions d'anomalies de températures, il n'est pas rare que les structures obtenues à partir de simulations numériques soient davantage lissées et/ou de moindre amplitude que celles résultant de mesures instrumentales, et ce d'autant plus si ces mesures sont locales.
- Le signal précurseur observé dans la haute mésosphère lors de l'étude des données lidar est à nouveau présent pour les simulations CMAM, et il est plus marqué pour les échauffements de type déplacement, tout comme nous l'avons noté pour les données de l'OHP.
- En revanche, la périodicité des anomalies positives de températures identifiée à l'OHP n'est pas visible pour les données issues de CMAM. Cela n'est cependant pas surprenant, puisque la figure 3.13 résulte d'une moyenne zonale, qui a pour conséquence de « gommer » la signature des ondes de Rossby. Cependant, la région d'anomalies chaudes présente dans la haute stratosphère deux mois avant l'échauffement est toujours visible sur les données CMAM moyennées zonalement. Elle résulte donc des contributions additionnelles citées lors de l'étude des données OHP (« une succession d'ondes de Rossby qui déferlent dans la stratosphère, ajoutée aux contributions additionnelles constituées par les variations continues de la stratosphère », paragraphe 2.5.2.3.), et pourrait notamment s'interpréter comme le signe d'un échauffement stratosphérique mineur. Cet échauffement ressort davantage que les autres échauffements mineurs, ce qui peut s'expliquer par différentes raisons :

- Soit cet échauffement est plus marqué (par son amplitude en température et plus généralement par la perturbation qu'il cause sur le vortex polaire et l'écoulement moyen) que les autres échauffements mineurs. Cette hypothèse est corroborée par le fait que certaines années cet échauffement qui précède de deux mois l'échauffement majeur est si intense qu'il constitue lui-même un échauffement majeur, et que l'on a donc deux échauffements majeurs au cours de l'hiver. Les cas de la sorte observés depuis 56 ans sont listés dans le tableau 3.5 : dans 5 cas sur 7, les deux événements sont séparés d'environ deux mois. On remarque également que c'est lorsque deux échauffements du même type se succèdent que les écarts les plus importants (97 jours et 105 jours) ou parmi les plus faibles (48 jours) sont observés.

Tableau 3.5 : Hivers comprenant deux échauffements majeurs : écart séparant les deux événements et types des événements qui se succèdent (D pour déplacement, R pour rupture). Les valeurs sont calculées à partir des dates provenant des réanalyses ERA-40 de l'ECMWF [Charlton and Polvani, 2007], hormis pour l'hiver 2009-2010 dont les dates des échauffements sont issues des données MERRA [Hitchcock et al., 2013].

Hiver	1965-1966	1968-1969	1970-1971	1987-1988	1998-1999	2001-2002	2009-2010
Ecart (jours)	69	105	60	97	73	48	43
Types d'ESS	D-R	D-D	R-D	R-R	D-R	D-D	R-D

- Soit cet échauffement est celui, parmi les échauffements mineurs, dont l'écart avec l'échauffement majeur est le plus systématiquement régulier (autour de deux mois). Les autres échauffements mineurs ont lieu à des moments plus aléatoires par rapport à l'échauffement principal, et sont donc lissés par l'opération de moyenne.
- Soit les deux raisons décrites ci-dessus sont rencontrées pour le même hiver.

3.6.1.2. Hémisphère sud

On ne recense dans l'hémisphère sud qu'un seul cas d'échauffement stratosphérique suffisamment marqué pour inverser le vent zonal : il a été observé à l'hiver 2002. La date où l'échauffement stratosphérique est devenu majeur est le 25 septembre. On choisit donc de représenter l'évolution des anomalies de températures au cours de cet hiver particulier (figure 3.17) pour la bande 45S, pendant de la bande 45N de l'hémisphère nord. Ces latitudes correspondent aux bords du vortex et sont donc davantage sensible aux perturbations qui affectent ce dernier.

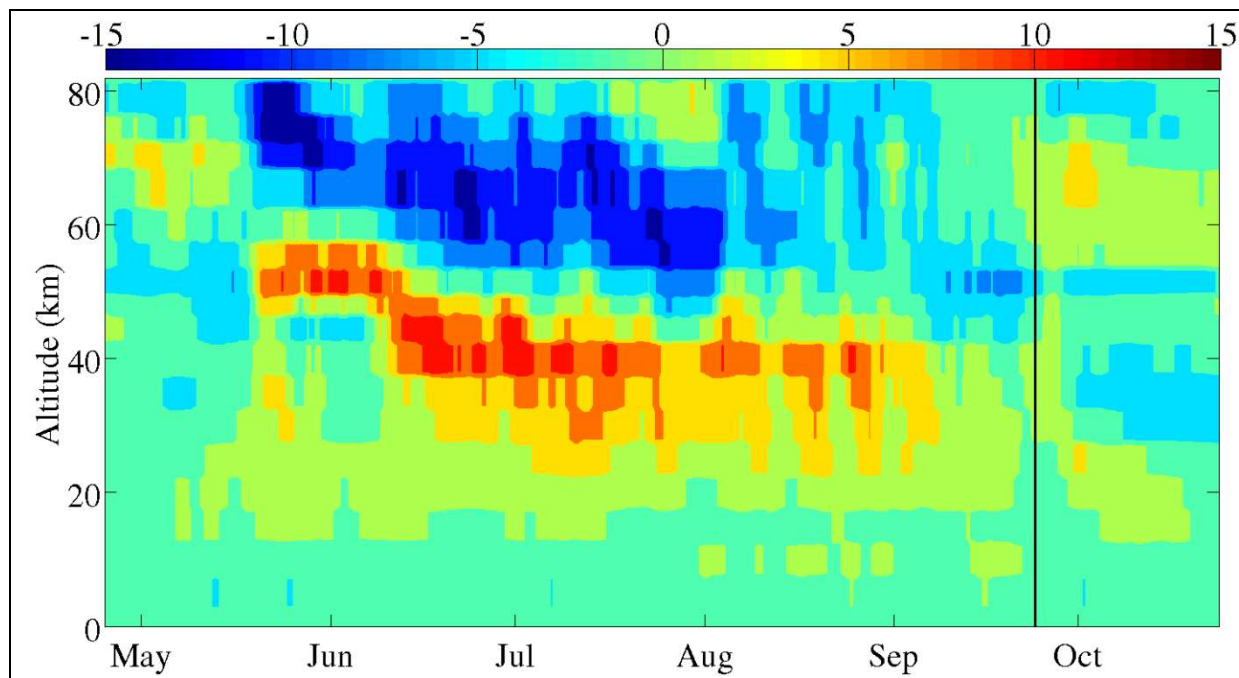


Figure 3.17 : Évolution des anomalies de températures moyennées sur la bande de latitudes 45S au cours de l’hiver (austral) 2002. (Le lecteur portera attention au fait que contrairement aux figures similaires pour l’hémisphère nord, la période temporelle représentée est légèrement décalée par rapport à la saison de l’hiver – qui dure de début avril à fin septembre –, ceci permettant de visualiser l’évolution des anomalies le mois suivant la date de l’échauffement.) La ligne verticale indique la date de l’échauffement stratosphérique majeur, soit le 25 septembre.

On compare cette première figure à l’évolution moyenne des anomalies de températures en hiver, calculée en considérant l’ensemble des années disponibles hormis 2002, toujours pour la bande 45S (figure 3.18).

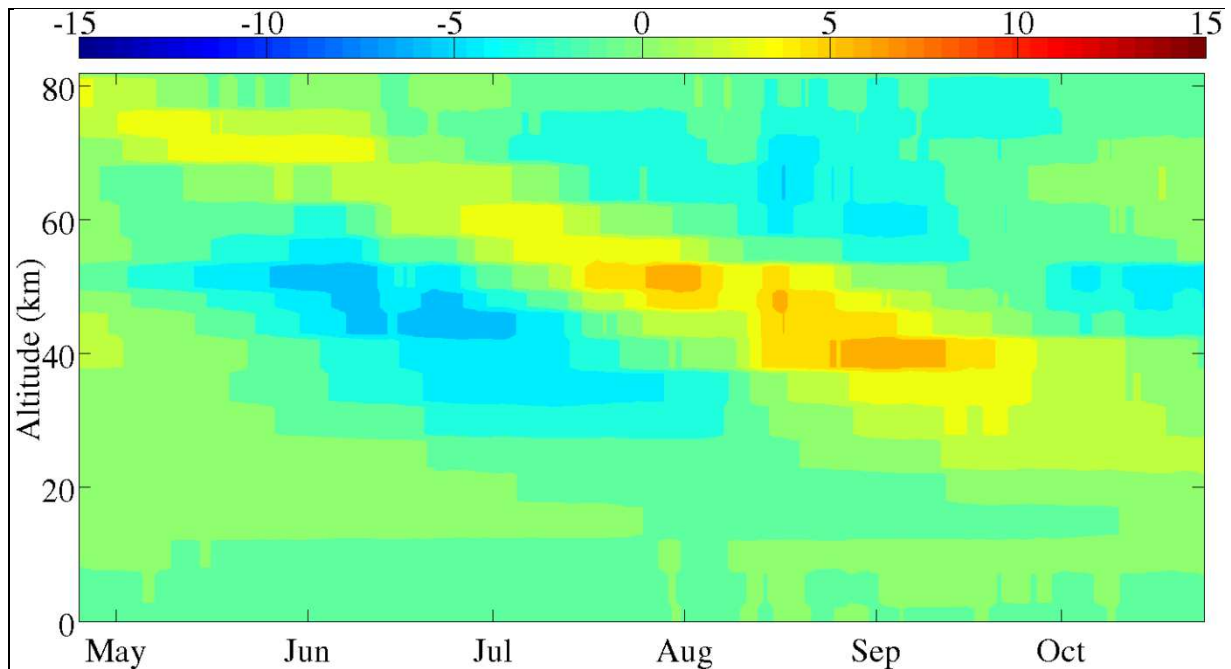


Figure 3.18 : Évolution hivernale moyenne des anomalies de températures, moyennées dans la bande de latitudes 45S. Moyenne de 20 hivers (chaque hiver entre 1990 et 2010 excepté l'hiver 2002).

L'hiver 2002 se distingue clairement des autres hivers, et ce à plusieurs égards :

- D'un côté, on note dans l'évolution moyenne la descente progressive d'une anomalie chaude (jusqu'à +7 K) depuis la haute mésosphère jusqu'à la moyenne stratosphère. Cette descente se fait de manière très régulière, en suivant une tendance de -10 km par mois. Cela s'accorde avec une désagrégation progressive et régulière du vortex polaire. D'un autre côté, lors de l'hiver 2002 la descente de l'anomalie chaude depuis la haute mésosphère est deux fois plus rapide (-20 km par mois), si bien que la moyenne stratosphère est atteinte dès la mi-juin. Ensuite, le mouvement de descente s'arrête et l'anomalie chaude se maintient à la même altitude jusqu'à la fin de l'hiver. Le mouvement de descente de l'hiver 2002 a été analysé par *Liu and Roble* [2005] : il est lié à de multiples ondes planétaires qui pénètrent dans la mésosphère avant l'échauffement stratosphérique : on en constate les conséquences sur le signal issu des données CMAM (figure 3.17). *Dowdy et al.* [2004] relèvent également que l'inversion des vents dans la mésosphère précède l'échauffement. À nouveau, on note que CMAM représente correctement un phénomène dynamique qui affecte la mésosphère.
- L'intensité des anomalies atteintes au cours de l'hiver 2002 est également tout à fait remarquable. En effet, l'échauffement principal tout autant que le refroidissement mésosphérique qui lui est associé témoignent d'anomalies particulièrement élevées (jusqu'à +15 K et -15 K), et ce pendant trois mois. La réponse de la mésosphère à l'échauffement stratosphérique de 2002 est même similaire à la réponse de la mésosphère que l'on peut observer lors d'échauffements stratosphériques dans l'hémisphère nord, ce qui est en accord avec *Dowdy et al.* [2004]. Pour comparaison, au cours d'un hiver habituel, l'échauffement ne dépasse pas +8 K et sa phase la plus

intense dure un mois et demi. Quant au refroidissement de la mésosphère, il est usuellement très limité (jusqu'à -7 K maximum, sur une durée de quelques jours seulement).

- Enfin, on peut remarquer que la date de l'échauffement stratosphérique majeur (marquée par le premier jour d'inversion du vent zonal à 60°S et 10 hPa) est relativement différente du moment où l'anomalie chaude atteint son maximum. De plus, cette date – le 25 septembre – correspond à l'extrême fin de l'hiver austral, qui se finit le 30 septembre. Pour faire un parallèle avec l'hémisphère nord, c'est comme si un échauffement stratosphérique majeur avait lieu aussi tard que le 26 mars (ce qui n'est encore jamais arrivé depuis que l'on dispose de mesures distinguant les échauffements majeurs, soit depuis 56 ans. L'échauffement majeur de l'hémisphère nord le plus tardif dans la saison est celui du 24 mars 2010). Cela pourrait s'interpréter par le fait que dans l'hémisphère sud, il faut davantage de temps après le maximum de l'anomalie chaude pour que les vents s'inversent. On peut également avancer l'idée que le choix de calculer le vent zonal à 60° de latitude a moins de sens dans l'hémisphère sud.

3.6.2. Comparaison selon la longitude

On suit le même *modus operandi* que pour l'étude des tendances de température (paragraphe 3.5.3.), en se concentrant toujours sur la bande de latitudes 40N, pour les mêmes raisons que celles évoquées ci-dessus. Les anomalies de températures lors des événements de type rupture et déplacement sont calculées pour chacune des 8 régions qui composent cette bande zonale. On représentera ici les évolutions composites pour deux régions qui sont diamétralement opposées autour du globe et présentent des anomalies à la fois prononcées et relativement différentes d'une figure à l'autre. La première concerne les longitudes de 45°E à 90°E (figure 3.19), la seconde s'étend de 90°W à 135°W (figure 3.20).

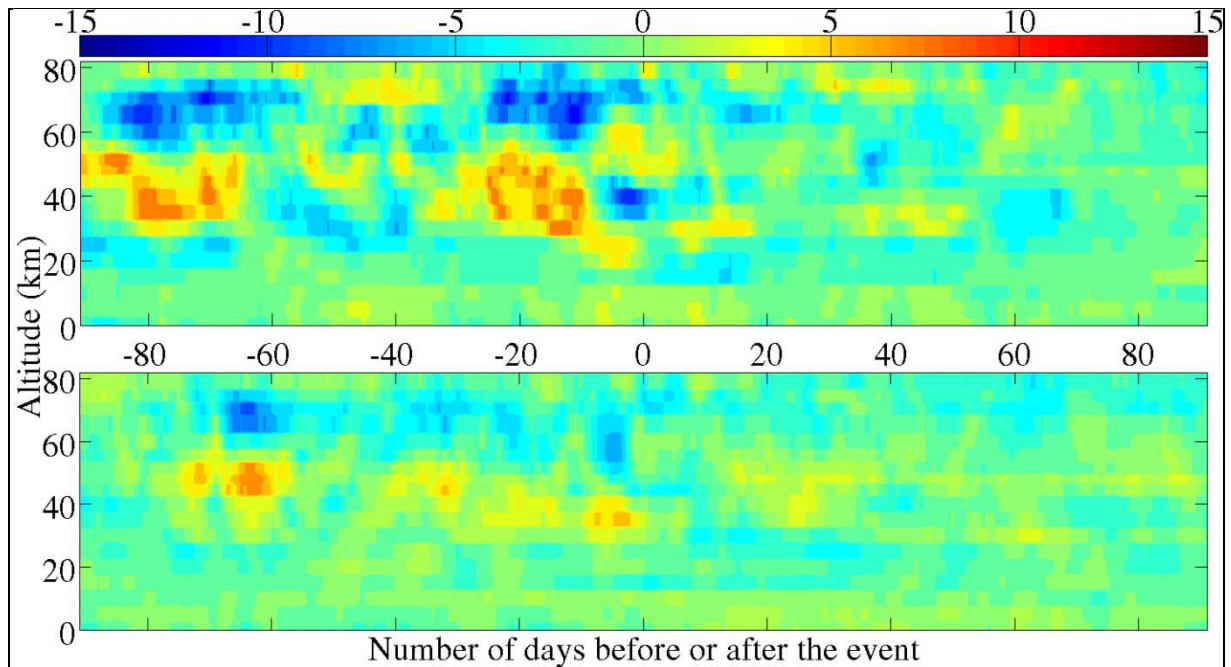


Figure 3.19 : Évolutions composites des anomalies de températures pour la région de la bande zonale 40N située entre 45°E et 90°E : échauffements de type rupture (haut, moyenne de 4 événements) et de type déplacement (bas, moyenne de 9 événements).

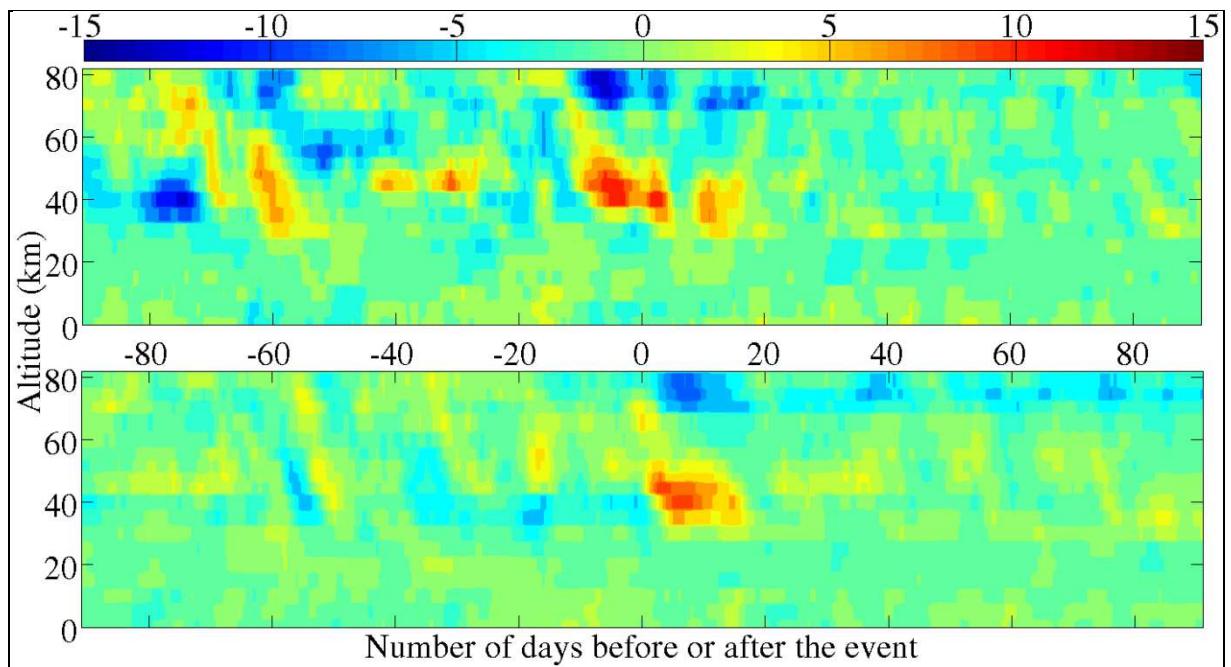


Figure 3.20 : Évolutions composites des anomalies de températures pour la région de la bande zonale 40N située entre 90°W et 135°W : échauffements de type rupture (haut, moyenne de 4 événements) et de type déplacement (bas, moyenne de 9 événements).

La comparaison de l'ensemble des 16 évolutions composites, qui correspondent aux 8 régions de la bande de latitudes 40N, mène aux remarques suivantes.

- L'échauffement principal, situé aux alentours de 40 km d'altitude, est à la fois plus intense par les anomalies atteintes et plus limité (tant spatialement que

temporellement) pour les longitudes comprises entre 45°W et 180° que pour les autres longitudes où il apparaît plus diffus.

- On note un décalage temporel de cette zone, dont le centre se situe une vingtaine de jours avant la date de l'échauffement autour de la longitude 90°E, puis augmente progressivement lorsqu'on considère des latitudes toujours plus à l'est. Finalement, le centre de l'échauffement principal est situé une dizaine de jours après l'échauffement autour de 45°W. Ainsi, alors que l'on se trouve à une même latitude, l'effet maximal de la perturbation due à un échauffement stratosphérique majeur peut être perçu avec un mois d'écart selon la longitude à laquelle on se trouve. Ce décalage temporel est en accord avec un écoulement moyen vers l'est ralenti par l'échauffement stratosphérique majeur, puisqu'il indique une vitesse moyenne de seulement 10 m.s⁻¹ (contre 25 m. s⁻¹ en moyenne à 40°N et 40 km au mois de janvier, d'après la figure 1.4).
- Enfin, les régions comprises entre 0° et 90°E apparaissent comme un bon choix pour distinguer les deux types d'échauffements. De fait, 40 jours avant l'échauffement, la haute mésosphère y présente une anomalie chaude dans les cas de rupture du vortex et une anomalie froide dans les cas de déplacement.

3.7 Conclusions de l'étude des simulations numériques provenant de CMAM

La méthodologie développée au chapitre 2 s'applique aux simulations numériques CMAM, et révèle de nouveau une séparation des composantes radiatives et dynamiques dans les distributions de températures. Les résultats sont généralement en bon accord qualitatif avec ceux provenant de l'étude de la série lidar de l'OHP.

Les tendances hivernales calculées montrent un impact de la dynamique plus important dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud (ainsi que près des pôles par rapport aux régions équatoriales) et confirment que filtrer cet impact permet de se rapprocher des courbes d'été. Les différences constatées selon la longitude sont pour partie dues à cette même composante dynamique. Concernant l'occurrence des échauffements stratosphériques, les tendances restent faiblement positives (en-dessous de 40 km) ou non significatives. L'anomalie de température liée aux échauffements suit une tendance globalement négative, hormis autour de la stratopause où elle est positive.

Par ailleurs, on observe de nouveau des évolutions de températures différentes selon le type d'échauffement : l'anomalie mésosphérique froide au cours de l'échauffement est beaucoup plus marquée dans le cas d'une rupture du vortex. De plus, on note en allant vers les latitudes élevées un décalage temporel progressif entre les deux anomalies principales. L'étude de l'hémisphère sud confirme que l'hiver 2002 est exceptionnel par ses anomalies bien plus importantes et d'une durée bien supérieure à la moyenne. Enfin, la comparaison des évolutions d'anomalies de température selon la longitude permet d'isoler les régions, altitudes et moments les plus adaptés pour distinguer le type d'échauffement à venir. Ceci peut s'avérer intéressant également pour une prévision des anomalies troposphériques, compte tenu des résultats obtenus au chapitre 2.

Une limite à cette étude des simulations provenant du modèle CMAM se situe dans la présence d'un nudging vers les réanalyses. En effet, la force de ce rappel étant fixée à une valeur non négligeable, même pour les premiers niveaux de la stratosphère, on ne peut évaluer le modèle en lui-même à ces altitudes. Il apparaît donc nécessaire de pouvoir modifier la force du nudging pour étudier de manière plus précise le déroulement d'un échauffement stratosphérique. C'est ce que nous permet le modèle RACCORD.

Chapitre 4. Analyse exploratoire de sensibilité à partir du modèle RACCORD

4.1. Introduction

Depuis la découverte des échauffements stratosphériques en 1952, et notamment suite au développement des premiers modèles permettant leur simulation, la question de l'état de l'atmosphère menant à de tels phénomènes s'est posée. L'importance du rôle joué par les ondes planétaires atmosphériques est établie [Matsuno, 1971 ; Andrews *et al.*, 1987]. Cependant, de nombreuses zones d'ombre perdurent, particulièrement en ce qui concerne les échauffements majeurs. Une relation simple entre la forme du vortex – et donc le type d'échauffement stratosphérique – et l'amplitude des ondes paraît difficile à déterminer [Waugh, 1997]. Le rôle de la composante temporelle (l'évolution de l'amplitude des ondes) dans la formation d'un échauffement majeur semble avoir été relativement peu étudié. La prévision des échauffements stratosphériques majeurs reste hors de portée ou tout du moins très difficile. À ce jour, et malgré des progrès récents conséquents en ce domaine (voir par exemple les travaux de Lawrence Coy et Steven Pawson au Global Modeling Assimilation Office du Goddard Space Flight Center sur le modèle de circulation générale GEOS-5) aucune méthodologie fiable ne permet d'annoncer l'apparition d'un événement de ce type plus de quelques jours à l'avance. Il semble qu'en parallèle de l'acquisition d'observations, des études de sensibilité soient indispensables pour mieux comprendre le lien entre l'activité ondulatoire et l'évolution du vortex polaire au cours d'un échauffement stratosphérique.

Dans ce chapitre, nous nous appuyons sur le modèle RACCORD pour caractériser les conditions d'apparition d'un échauffement stratosphérique majeur. Nous nous basons principalement sur le cas réel de l'échauffement majeur de type rupture de l'hiver 2008-2009, dont l'intensité est remarquable. Plusieurs tests indépendants sont menés afin de mettre en évidence l'importance du rôle des différents paramètres du modèle. On analyse ainsi les effets de modifications de l'altitude ou de l'intensité des rappels vers la météorologie et la climatologie, de réductions du forçage dû à différents modes d'ondes planétaires, ou encore de changements du moment d'apparition de ces ondes. On propose enfin une comparaison avec l'hiver 2005-2006, au cours duquel a eu lieu un échauffement stratosphérique majeur de type déplacement.

4.2. Description du modèle

4.2.1. Introduction à RACCORD

Le modèle atmosphérique RACCORD est un modèle de dynamique atmosphérique basé sur les équations primitives de la mécanique des fluides : à ce titre, il est similaire aux modèles météorologiques et climatiques. En revanche, ce modèle n'inclut pas de schéma radiatif, de cycle de l'eau, ou de paramétrisation des phénomènes sous-mailles comme les ondes de gravité. Ce modèle peut reproduire une évolution de l'atmosphère réaliste s'il est forcé par le bas et si on l'empêche de dériver en lui imposant un rappel vers un champ réaliste. Ce rappel, qui remplace le refroidissement radiatif ainsi que le ralentissement du vent dû au déferlement des ondes de gravité, peut être réglé par l'utilisateur. Il peut être fort si l'on souhaite que le modèle ne s'éloigne pas trop des observations : dans ce cas, il permet d'interpoler les champs de température et de vent de manière cohérente avec les équations de la dynamique et avec une évolution temporelle elle aussi en accord avec ces équations. Le rappel peut également être plus faible, pour permettre au modèle une évolution propre sans toutefois qu'il ne dérive sur le long terme. Ce modèle a déjà été utilisé sous plusieurs formes et pour plusieurs applications. La version ici étudiée a été développée afin de produire des champs homogènes de température, de pression, de densité et des deux composantes du vent horizontal sur l'ensemble de la Terre à un moment donné, depuis le sol jusqu'à la très haute atmosphère (150 km). Pour cela, on combine des analyses météorologiques à des modèles climatologiques :

- les analyses météorologiques peuvent par exemple être issues de l'ECMWF ou du modèle Arpège de Météo-France, et concernent dans RACCORD les parties basse et moyenne de l'atmosphère (du sol à la haute stratosphère ou à la basse mésosphère, avec une intensité du rappel variable selon l'altitude, comme il sera expliqué au paragraphe 4.3.1.) ;
- les modèles climatologiques sont HWM07 pour le vent horizontal [Drob *et al.*, 2008], et MSIS2000 pour la température et la pression [Hedin, 1991], et sont appliqués dans la partie haute de l'atmosphère de RACCORD (à partir de la stratosphère, de même voir le paragraphe 4.3.1. pour une description plus détaillée de la variation du rappel selon l'altitude).

Le schéma de principe général du modèle RACCORD est représenté ci-dessous.

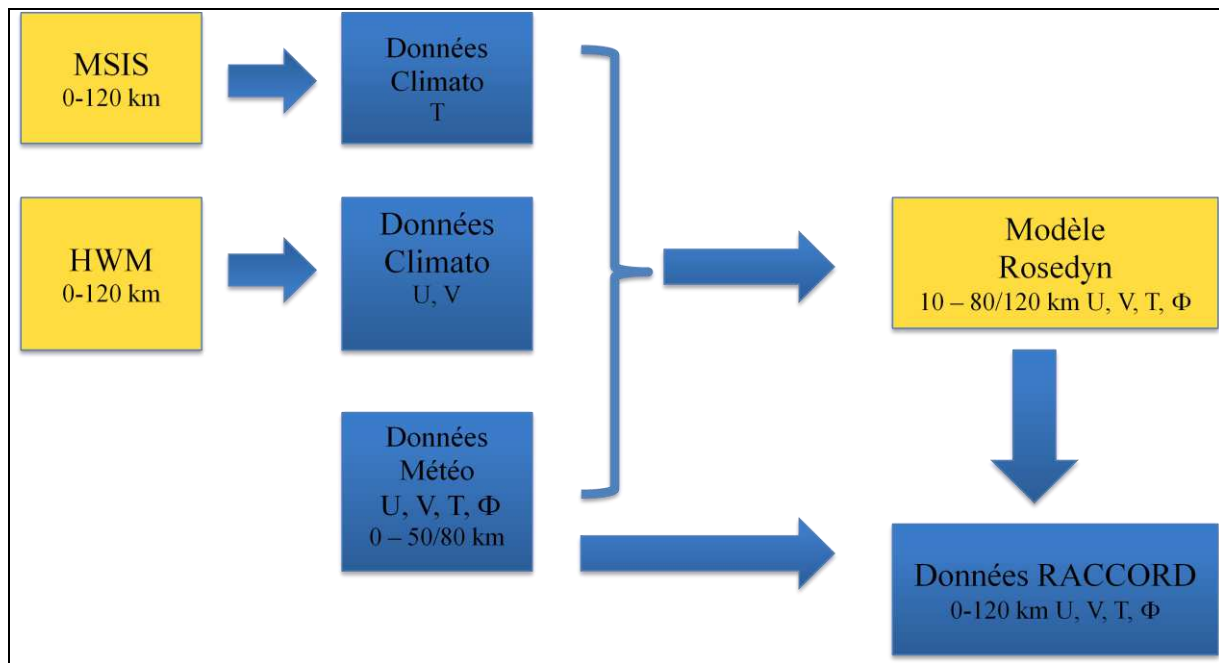


Figure 4.1 : Schéma de principe du modèle RACCORD. Dans notre étude, les données météorologiques proviennent des réanalyses ERA-I de l’ECMWF.

Les modèles de ce type ont été créés afin de surmonter une difficulté qui tient au fait que les modèles climatologiques de vent et de température ont été conçus séparément, alors que dans l’atmosphère il existe des lois physiques reliant ces deux paramètres (par exemple à travers l’équilibre géostrophique qui associe les champs de pression et de vent). Pour améliorer la cohérence entre ces champs, nous proposons d’assimiler les données des différents modèles météorologiques et climatologiques dans un modèle de circulation générale vérifiant les lois de la physique. Cette assimilation peut se faire sous la forme de *nudging*, c’est à dire qu’on applique une relaxation des variables (vent et température) du modèle de circulation générale vers celles des modèles météorologiques et climatologiques. Les constantes de temps de relaxation appliquées sur le vent et la température sont ajustées de façon à reproduire le plus fidèlement possible l’évolution des variables dans les modèles météorologiques et climatologiques.

Le modèle utilisé sera le modèle MSDOL [Bertaux *et al.*, 1999] dans lequel on désactive le module de chimie atmosphérique. Ce modèle, initialement développé par Rose à l’Université Libre de Berlin [Rose, 1989], calcule à l’aide des équations primitives de la dynamique atmosphérique l’évolution des champs de température et vent à l’échelle globale sur une grille de pression allant de la haute troposphère à la mésosphère. Dans sa version initiale, avant d’être intégré à RACCORD, le modèle incluait un module radiatif simplifié sous la forme d’une relaxation newtonienne vers l’équilibre radiatif de l’atmosphère et un module simplifié du forçage par les ondes de gravité sous la forme d’une friction de Rayleigh vers un vent nul. Dans RACCORD, ces deux modules sont remplacés par la relaxation vers les champs de température et vent provenant des modèles climatologiques et météorologiques. Le sommet du modèle, initialement fixé à 80 km, est étendu jusqu’à une altitude de 150 km pour couvrir toute la région d’intérêt. On force le modèle à sa base en imposant l’altitude

géopotentielle du premier niveau de pression (fixé par défaut à 250 hPa, mais que l'on pourra faire varier dans nos tests) à partir des champs météorologiques (ECMWF). En dessous de ce niveau, on utilise directement les champs météorologiques sans les assimiler, le modèle MSDOL n'étant pas prévu pour aller jusqu'au sol (afin de limiter la complexité du modèle en évitant de devoir intégrer tous les processus de la troposphère comme la convection, les nuages, etc.) et les analyses météorologiques étant de très bonne qualité à basse altitude.

Dans notre cas, l'objectif consiste à étudier l'évolution dans la stratosphère et la mésosphère des paramètres de vent et de température et donc de laisser le modèle relativement libre de produire ses propres champs à partir du forçage des basses couches. Cependant, déterminer les altitudes exactes où le forçage est prépondérant nécessite une étude de sensibilité préalable.

4.2.2. Description des cas analysés

On s'intéressera particulièrement au cas de l'échauffement stratosphérique majeur de l'hiver 2008-2009, reconnu pour son intensité remarquable. Le vortex polaire s'est scindé en deux parties distinctes, et l'échauffement a été classifié comme étant de type rupture. La date de l'événement est le 24 janvier. Nous choisissons de nous intéresser à cet événement car il combine une intensité importante et une date récente, ce qui permet d'analyser un échauffement marqué et ce qui assure de travailler à partir de données de bonne qualité.

Ensuite, nous comparerons les résultats obtenus au cas de l'hiver 2005-2006, un autre hiver récent comprenant un échauffement stratosphérique majeur de forte amplitude, mais cette fois-ci de type déplacement. La date de l'échauffement est le 21 janvier, soit quasiment le même jour de l'année que l'échauffement de 2008-2009, ce qui permettra de faciliter les comparaisons en nous affranchissant de corriger d'éventuels biais dus au cycle annuel.

Les données météorologiques utilisées proviennent des réanalyses ERA-Interim du centre européen ECMWF.

4.3. Sensibilité du modèle à la zone de transition

4.3.1. Définition de la zone de transition

Les rappels vers les champs de température et de vent provenant des modèles climatologiques sont gouvernés par un coefficient α tandis que les rappels vers les champs provenant des modèles météorologiques sont fonction d'un coefficient β . Le forçage par les analyses a donc pour objectif de forcer l'évolution de la basse atmosphère alors qu'un rappel doux vers les champs climatologiques permet d'empêcher le modèle de dériver. Un guidage fort vers la climatologie aura tendance à ne pas créer de fortes variations en maintenant les champs proches des valeurs climatologiques. L'équation (3) représentée ci-dessous illustre les équations qui sont écrites dans le modèle et qui permettent de calculer la valeur de la variable x (qui peut être la température, le vent zonal ou le vent méridien) à l'instant $t + \delta t$ et à l'altitude k , par rapport notamment à la valeur de x à la même altitude k et à l'instant t .

Chaque variable est en effet recalculée à intervalle de temps régulier : dans RACCORD, δt est fixée à 6 heures.

$$x(t + \delta t, k) = x(t, k) + \dots - \alpha(k) * (x(t, k) - x_{climato(t,k)}) - \beta(k) * (x(t, k) - x_{météo(t,k)}) \quad (3)$$

Les points de suspension indiquent que d'autres variables rentrent en compte dans le calcul de la nouvelle valeur de x , l'important ici étant de constater quelle forme prend la relaxation newtonienne (l'ensemble du membre de droite à partir des points de suspension) et où interviennent exactement les coefficients α et β .

Ces coefficients varient selon l'altitude entre 0 et leurs valeurs maximales – respectivement α_{max} et β_{max} – comme illustré par la figure suivante (figure 4.2).

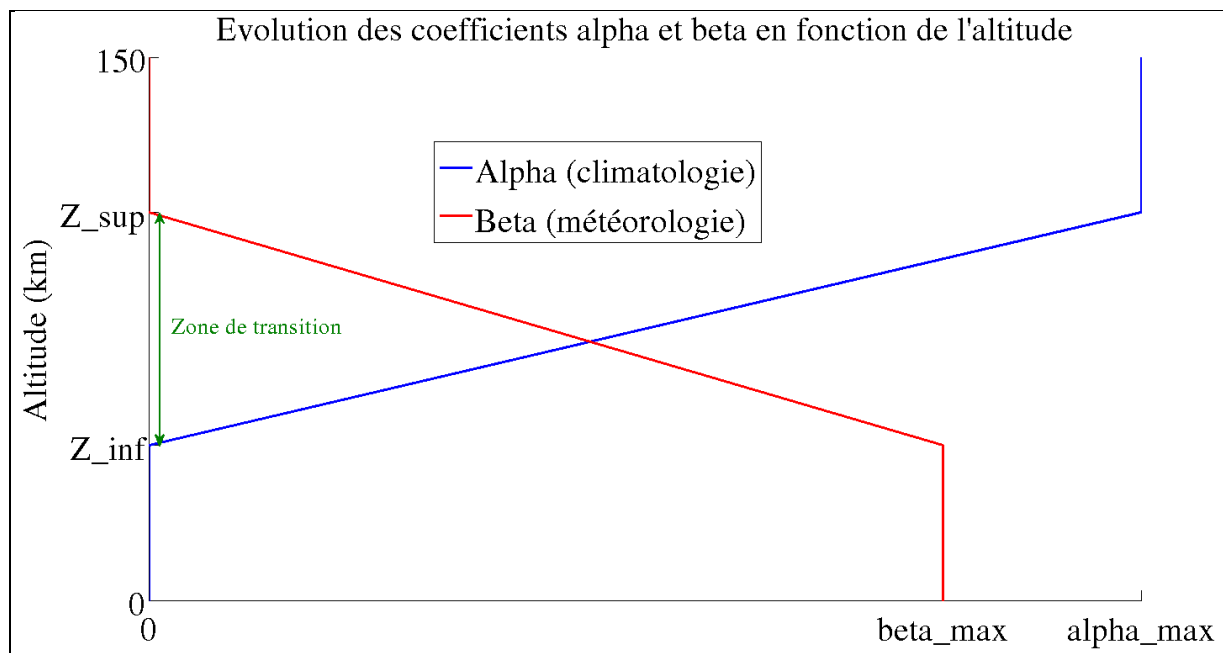


Figure 4.2 : Profils des coefficients de rappel vers la climatologie et la météorologie.

Aux niveaux les plus bas, seul le rappel vers la météorologie est présent. Puis on voit apparaître une zone de transition, où le rappel se fait de plus en plus vers les données climatologiques au détriment des données météorologiques à mesure que l'altitude augmente. Enfin, à partir de l'altitude supérieure de la zone de transition, seul subsiste le rappel vers la climatologie.

4.3.2. Conséquences d'une variation de la zone de transition

Dans un premier temps, on maintient les valeurs par défaut de α_{max} et β_{max} , à savoir $\frac{1}{6 \text{ heures}}$ pour chaque coefficient, et on joue sur les bornes inférieure et supérieure (respectivement Z_{inf} et Z_{sup}) de la zone de transition, en vue d'étudier l'influence de son étendue verticale sur l'apparition d'échauffements stratosphériques majeurs. Un échauffement est classé comme majeur lorsque le vent zonal moyen calculé à 60°N et à 10 hPa s'inverse et que le gradient de température à 10 hPa entre le pôle (85°N) et 60°N (en moyenne zonale) est

positif pendant 5 jours (voir le paragraphe 1.2.). Ainsi nous calculons ces deux paramètres (le vent zonal et le gradient de température), et nous les représentons pour différentes zones de transition pour la période allant du début de l'année 2009 jusqu'à la mi-février (deux exemples sont illustrés par les figures 4.3 et 4.4).

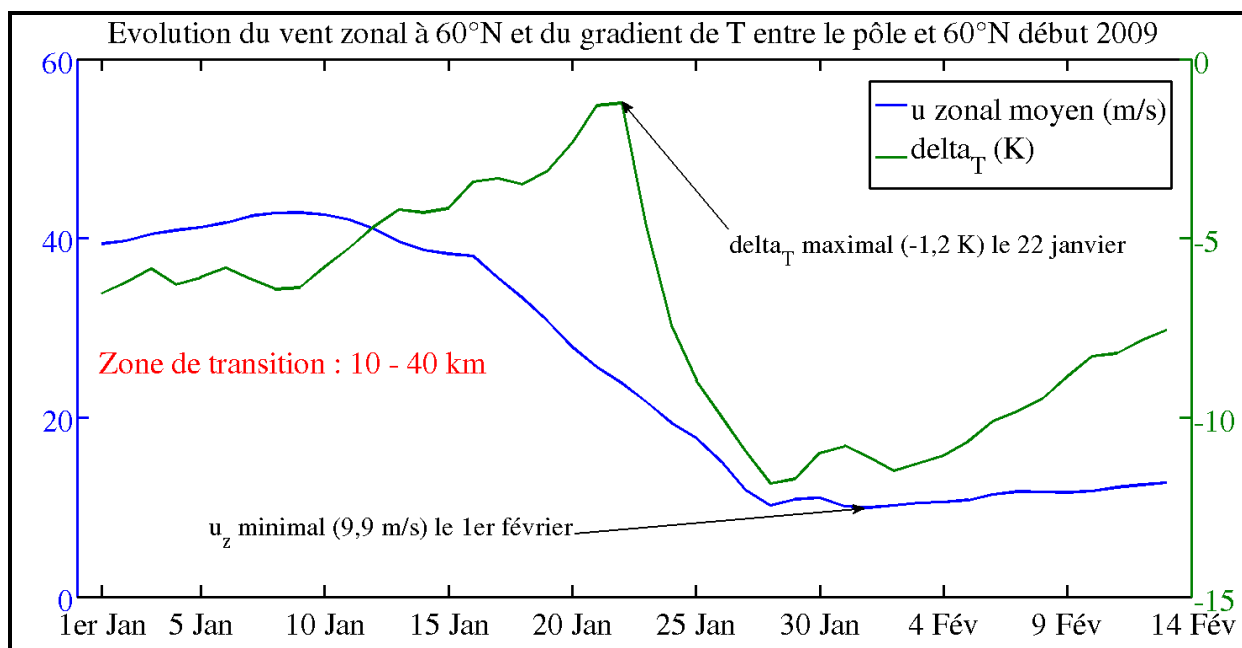


Figure 4.3 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa (bleu) et du gradient de température entre le pôle et 60°N (vert) au début de l'année 2009 pour une zone de transition fixée (dans le programme RACCORD) entre 10 km et 40 km.

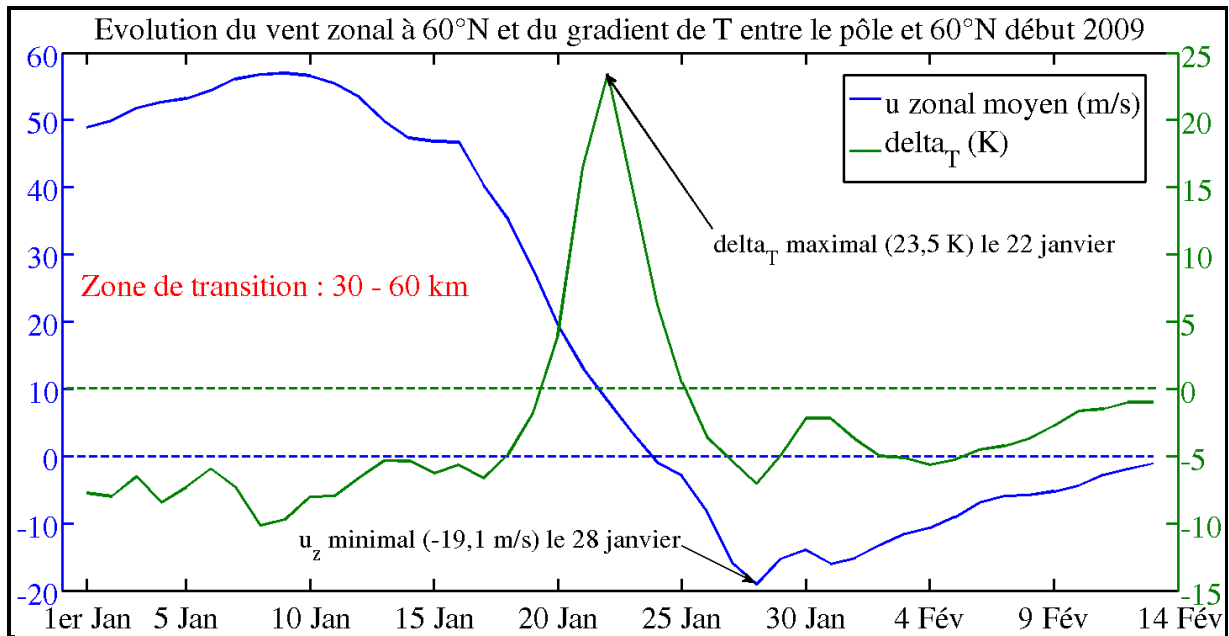


Figure 4.4 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa (bleu) et du gradient de température entre le pôle et 60°N (vert) au début de l'année 2009 pour une zone de transition fixée (dans le programme RACCORD) entre 30 km et 60 km. Les lignes en tirets indiquent pour chaque variable les seuils (respectivement minimal pour le gradient de T et maximal pour le vent zonal) qui permettent de déterminer si l'échauffement est majeur ou non.

Les variations observées, tant pour le vent zonal que pour la différence de température, sont plus importantes lorsque la zone de transition est située à une altitude plus élevée. Les variations de ΔT sont également beaucoup plus nettes dans ce cas, avec un pic autour du 22 janvier qui se distingue clairement. De ce fait, l'échauffement stratosphérique observé est mineur lorsque la zone de transition s'étend de 10 km à 40 km tandis qu'il est majeur pour une zone de transition plus élevée en altitude. On note que le seuil concernant ΔT est atteint le 19 janvier mais il faut attendre le 24 janvier – soit même quelques jours après que la valeur maximale de ΔT soit atteinte – pour que le vent zonal ait suffisamment diminué et s'inverse, donc pour que l'échauffement puisse être catégorisé comme majeur.

Il s'agit maintenant de pouvoir comparer l'ensemble des différents cas que nous avons testés en vue de déterminer les zones de transition qui permettent d'aboutir à un échauffement majeur et d'évaluer l'amplitude de l'échauffement. On représente donc le minimum du vent zonal (en moyenne zonale à 60°N et à 10 hPa) min_u et le maximum du gradient de température (entre le pôle et 60°N) $max_{\Delta T}$ atteints au cours du début de l'année 2009 (jusqu'à la mi-février) en fonction de la zone de transition (figures 4.5 et 4.6).

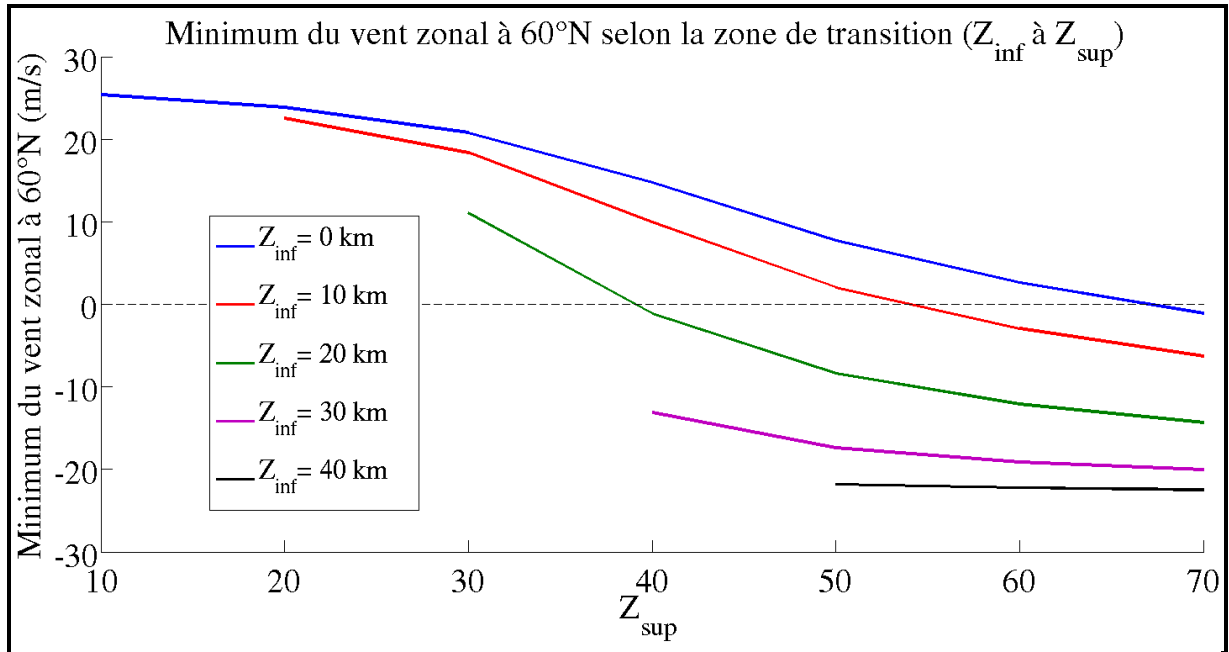


Figure 4.5 : Minimum du vent zonal à 60°N et 10 hPa atteint au cours des 45 premiers jours de 2009 en fonction de la zone de transition, qui s'étend verticalement de l'altitude Z_{inf} (qui varie d'une courbe à l'autre) à l'altitude Z_{sup} (qui varie de gauche à droite).

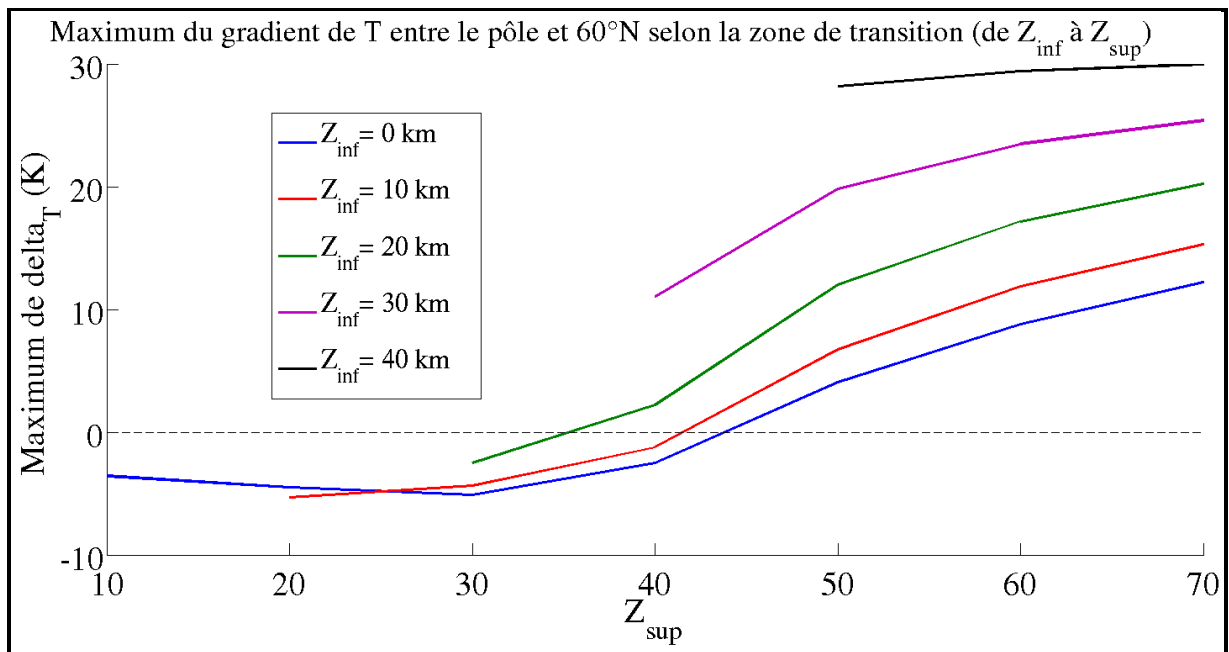


Figure 4.6 : Maximum du gradient de température entre 85°N et 60°N à 10 hPa atteint au cours des 45 premiers jours de 2009 en fonction de la zone de transition, qui s'étend verticalement de l'altitude Z_{inf} (qui varie d'une courbe à l'autre) à l'altitude Z_{sup} (qui varie de gauche à droite).

Concernant la sensibilité de $max_{\Delta T}$ à l'étendue verticale de la zone de transition, on note qu'à Z_{sup} fixée, plus Z_{inf} est élevée et plus les valeurs atteintes par $max_{\Delta T}$ sont élevées. Cette remarque se vérifie également lorsque l'on inverse les bornes de la zone de transition : à Z_{inf} fixée, plus Z_{sup} est élevée et plus les valeurs atteintes par $max_{\Delta T}$ sont élevées. Le seuil entrant dans la définition d'un échauffement majeur – soit $max_{\Delta T}$ positif – n'est jamais atteint

tant que Z_{sup} est inférieur ou égal à 30 km mais est systématiquement franchi pour des Z_{sup} supérieurs ou égaux à 50 km. Lorsque $Z_{sup} = 40$ km, il faut que Z_{inf} soit au moins égal à 20 km pour que le seuil soit atteint. Ces constatations confirment l'importance du rappel vers les champs météorologiques pour déclencher un échauffement majeur. Par ailleurs, on note que la différence d'une courbe à la suivante augmente progressivement (avec Z_{inf}). Enfin, plus Z_{inf} est élevée et moins la valeur de max_{AT} est sensible à celle de Z_{sup} .

La sensibilité de min_u à l'étendue verticale de la zone de transition est similaire à celle de max_{AT} : on remarque que les deux figures (4.5 et 4.6) sont quasiment symétriques l'une de l'autre (identiques en inversant l'axe des ordonnées de l'une des figures). Dans le cas où Z_{inf} est au niveau du sol, il faut étendre la zone de transition jusqu'à 70 km d'altitude pour que le vent zonal s'inverse, critère de classification d'un échauffement stratosphérique comme majeur. Pour $Z_{inf} = 10$ km, il faut aller jusqu'à $Z_{sup} = 50$ km, et pour $Z_{inf} = 20$ km, $Z_{sup} = 40$ km suffit. Lorsque Z_{inf} est supérieur ou égal à 30 km, le vent zonal s'inverse pour toutes les valeurs de Z_{sup} . Cela montre à nouveau le rôle essentiel joué par le rappel météorologique dans l'apparition d'un échauffement majeur. Un autre élément découle également de ces constatations : on remarque que lorsque le seuil concernant le vent zonal est atteint, cela implique nécessairement que celui concernant le gradient de température l'est, si bien que l'échauffement stratosphérique est classifié comme majeur. En toute rigueur, il est nécessaire de rappeler qu'il serait possible d'avoir à la fois min_u négatif et max_{AT} positif tout en n'ayant pas d'échauffement majeur : c'est le cas si le vent s'inverse dans une période où le gradient de température est négatif, ou si le gradient de température est positif sur une période de moins de 5 jours. Comme on l'a vu à l'étude de la figure 4.4, une fois la décroissance du vent zonal entamée, il faut souvent au moins quelques jours avant que ce dernier ne diminue suffisamment pour s'inverser, et de manière analogue un certain délai est observé entre le début de la hausse du gradient de température et le passage de ce dernier à des valeurs positives. Ceci dit, ces deux paramètres sont largement (anti-)corrélés : la variation de l'un à la baisse se fait quasiment toujours en parallèle de la variation de l'autre à la hausse, si bien que les deux valeurs extrémales sont atteintes à quelques jours d'écart tout au plus. Pour simplifier notre étude, nous considérerons ici que l'échauffement étudié est considéré comme majeur lorsque max_{AT} est positif et min_u est négatif (de manière concomitante).

En conclusion, dans RACCORD, le critère d'inversion du vent zonal est donc plus restrictif que celui d'un gradient de température positif, et se trouve de ce fait davantage déterminant quant à la classification d'un échauffement stratosphérique comme majeur. En effet, il suffit que le vent zonal s'inverse pour que l'échauffement soit majeur. Ceci rappelle les conclusions de *Limpasuvan et al.* [2004] et *Charlton et Polvani* [2007] selon lesquelles ajouter le critère d'inversion du gradient de température à celui concernant le vent zonal ne change la classification des échauffements stratosphériques majeurs que dans de très rares cas.

4.4. Étude de sensibilité du niveau de forçage du géopotential et de l'intensité des rappels vers la météorologie et la climatologie

4.4.1. Sensibilité à une variation du niveau de forçage lorsque les rappels sont à leurs valeurs par défaut

On conserve maintenant une même zone de transition et on joue sur les valeurs de pbc , le niveau (en hPa) de forçage du géopotential. On fixe les bornes inférieures et supérieures de la zone de transition à 20 km et 50 km, valeurs intermédiaires qui permettraient tout de même d'observer un échauffement majeur avec la valeur par défaut de pbc , soit 250 hPa. On compare les courbes d'évolution du vent zonal et du gradient de température pour cette première valeur aux courbes obtenues pour des valeurs différentes de pbc (200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa). Le résultat est relativement similaire, les variations restant faibles d'un niveau de pression à l'autre (figures 4.7 et 4.8).

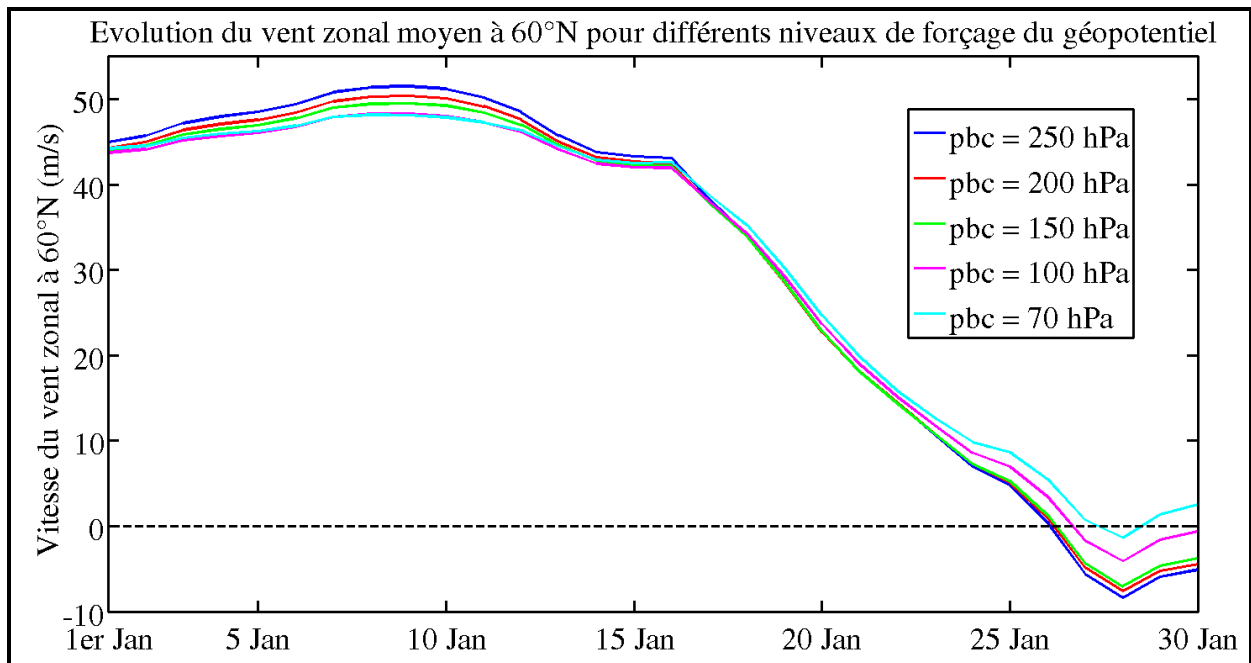


Figure 4.7 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs du niveau de forçage du géopotential. La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km.

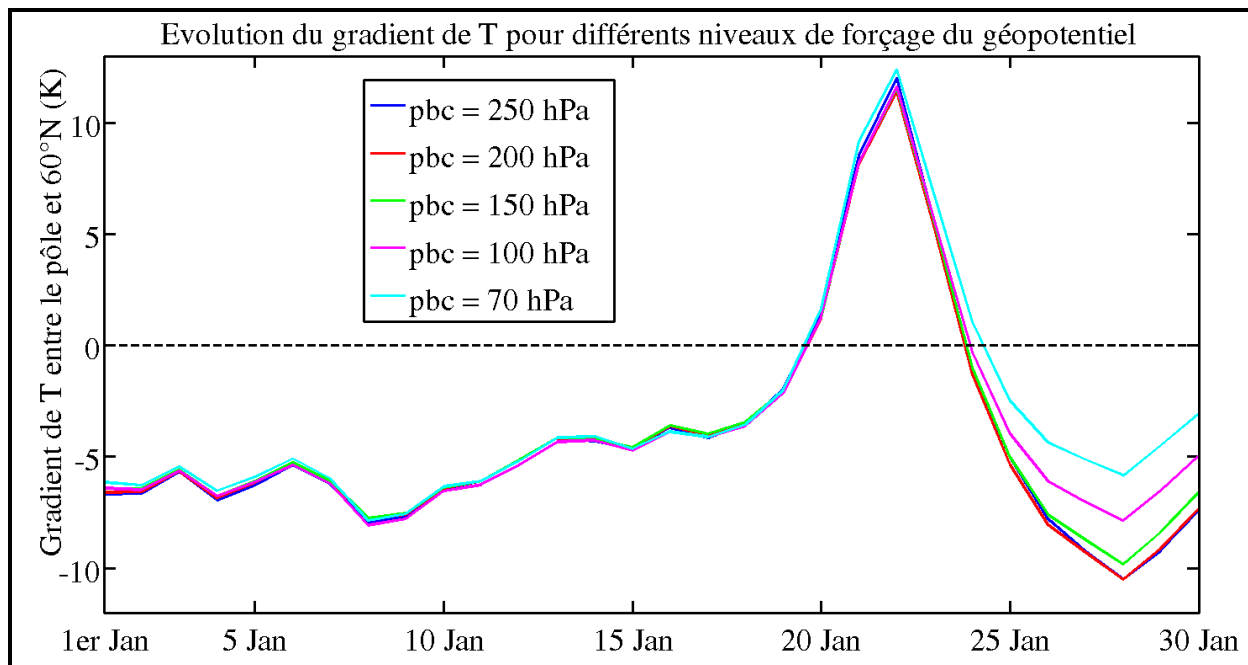


Figure 4.8 : Évolution du gradient de température entre le pôle et 60°N à 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs du niveau de forçage du géopotential. La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km.

Ainsi lorsqu'on maintient les autres paramètres à leur valeur par défaut, la sensibilité du modèle à pbc est très limitée. Les variations du vent zonal comme du gradient de température sont légèrement moins marquées pour les niveaux de forçage les plus élevés (donc pour les valeurs de pbc les plus faibles) , notamment à partir de la date de l'échauffement. Cependant, la différence entre les deux courbes extrémales est suffisamment faible pour que l'échauffement reste majeur, bien que le critère d'inversion du vent zonal soit tout juste atteint pour les niveaux de forçage les plus élevés. On avait vu au paragraphe précédent (4.3.2.) que c'était ce critère qui était réellement déterminant quant à l'apparition d'un échauffement majeur, ce que l'on observe de nouveau ici.

4.4.2. Sensibilité à une variation du niveau de forçage lorsque les rappels sont réduits

Forts de cela, on diminue les rappels vers les champs météorologiques et climatologiques pour étudier si la sensibilité à pbc est alors supérieure. On divise d'un facteur 20 les valeurs de α_{max} et β_{max} , qui passent ainsi de $\frac{1}{6 \text{ heures}}$ à $\frac{1}{5 \text{ jours}}$, et on compare (figures 4.9 et 4.10) les nouvelles évolutions aux courbes précédemment obtenues.

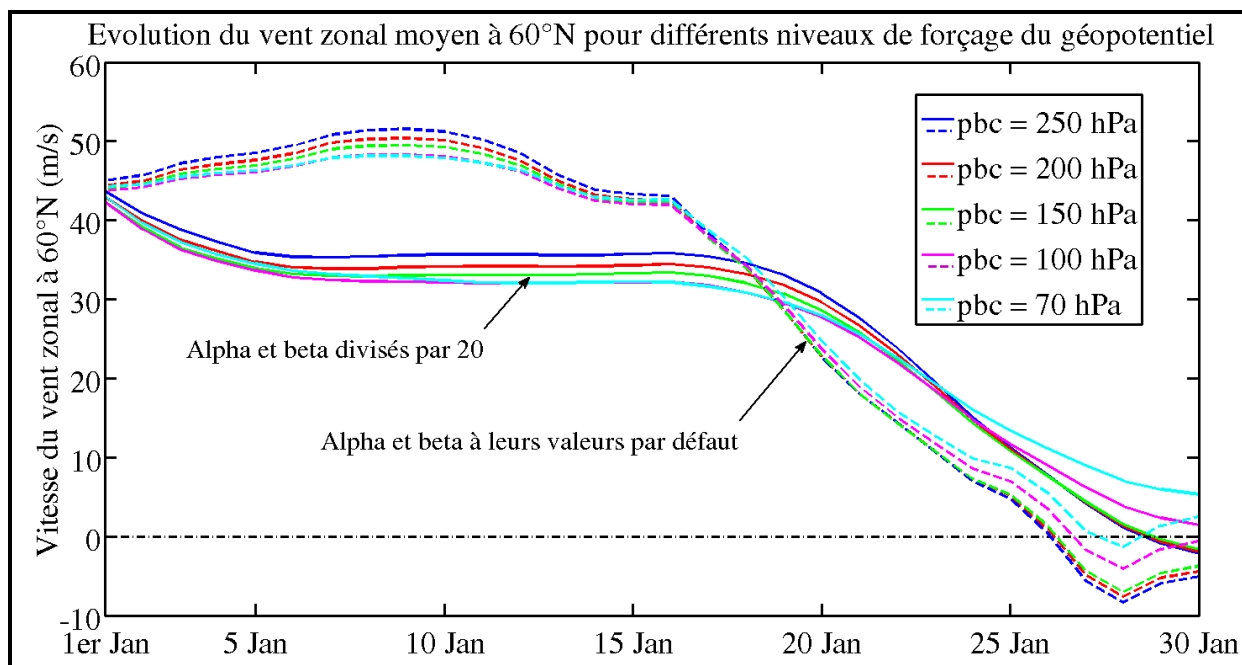


Figure 4.9 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs du niveau de forçage du géopotentiel. La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km. Les courbes en traits pleins correspondent aux cas où les coefficients de rappel sont divisés d'un facteur 20, les courbes en tirets rappellent les résultats obtenus lorsque les coefficients de rappel sont maintenus à leurs valeurs par défaut.

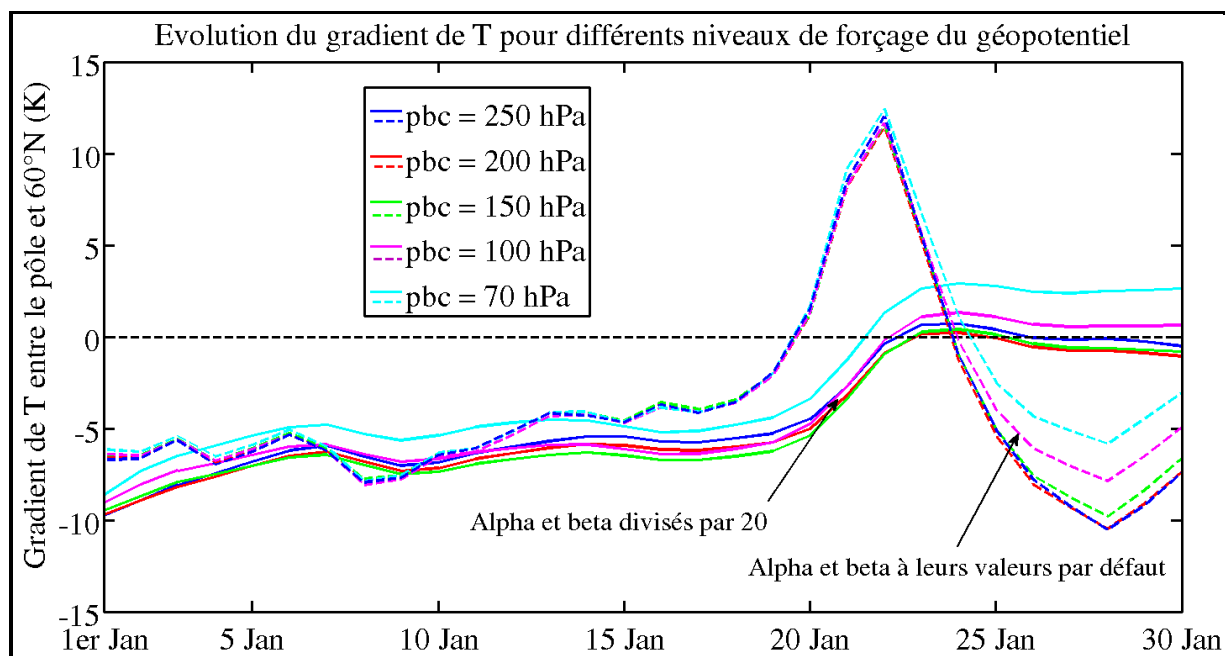


Figure 4.10 : Évolution du gradient de température entre le pôle et 60°N à 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs du niveau de forçage du géopotentiel. La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km. Les courbes en traits pleins correspondent aux cas où les coefficients de rappel sont divisés d'un facteur 20, les courbes en tirets rappellent les résultats obtenus lorsque les coefficients de rappel sont maintenus à leurs valeurs par défaut.

Le résultat qui apparaît *prima facie* est que les courbes avec les rappels diminués se distinguent clairement du cas de référence, lorsque α_{max} et β_{max} sont laissés à leurs valeurs par défaut. Par ailleurs, on note de nouveau que la sensibilité à pbc est faible, avec des variations légèrement plus marquées pour les niveaux de forçage les plus élevés. On obtient donc deux familles de courbes, caractérisées par la force des rappels plus que par le niveau du forçage. Lorsque les rappels sont diminués, le vent zonal s'affaiblit de manière plus douce et avec une amplitude moins importante. Quant au gradient de température, c'est à partir de quelques jours avant la date de l'échauffement qu'il se distingue clairement du cas de référence : son augmentation intervient quelques jours plus tard, et surtout cette dernière est beaucoup moins marquée (les maxima atteints par les différentes courbes sont compris entre 0 K et 3 K, à comparer aux maxima de référence qui valent 12 K environ). De plus, le gradient de température n'évolue plus après avoir atteint son maximum, contrairement au cas de référence où il retrouvait rapidement ses valeurs pré-échauffement.

Le modèle semble donc beaucoup plus sensible à une variation des coefficients de rappel vers la climatologie et la météorologie qu'à un changement du niveau de forçage du géopotentiel. Il s'agit maintenant d'étudier plus en détails cette sensibilité aux rappels.

4.4.3. Sensibilité à une diminution de l'un des rappels (vers la météorologie ou vers la climatologie) : déclenchement d'un échauffement stratosphérique majeur et type d'échauffement

Pour étudier plus avant la sensibilité aux coefficients de rappel, nous analysons un certain nombre de cas où α et β sont divisés par des facteurs différents (figures 4.11 et 4.12). On étudie deux familles de courbes, que l'on distingue selon que le rappel vers la climatologie ou vers la météorologie a été réduit. Pour chaque famille, on divise le coefficient correspondant par des valeurs allant de 5 à 100.

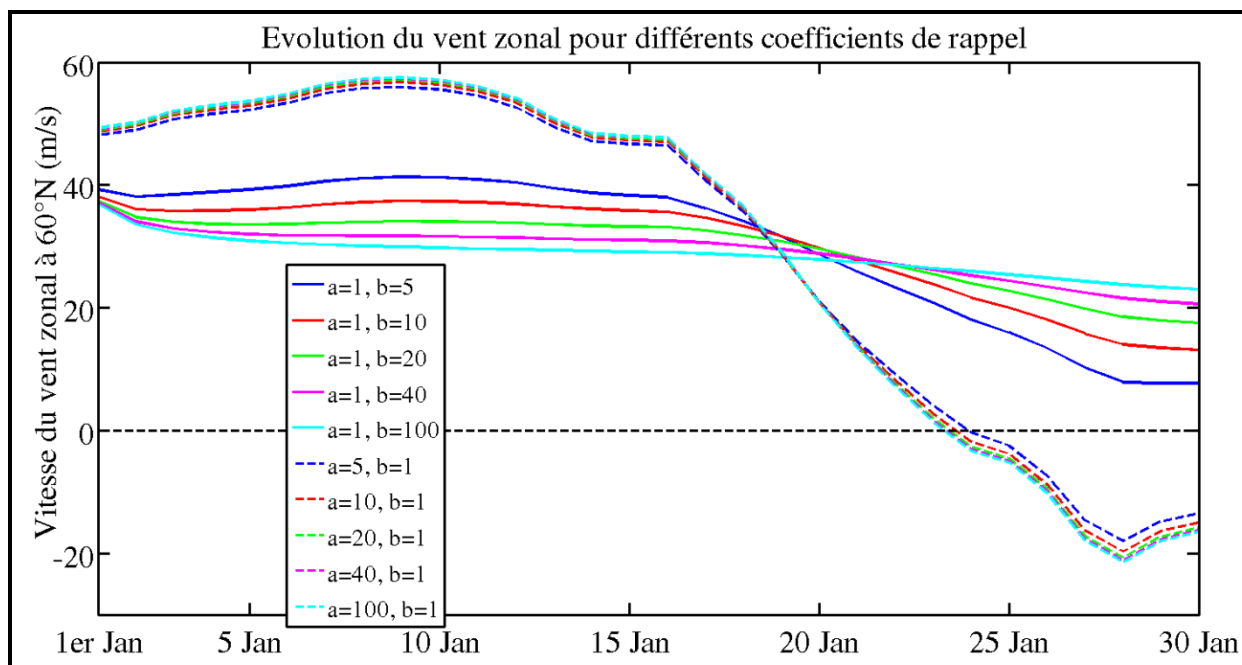


Figure 4.11 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs des coefficients de rappel : α (alpha), le coefficient de rappel vers la climatologie, est divisé par le facteur a ; β , le coefficient de rappel vers la météorologie, est divisé par b . La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km et le niveau de forçage du géopotential vaut 250 hPa.

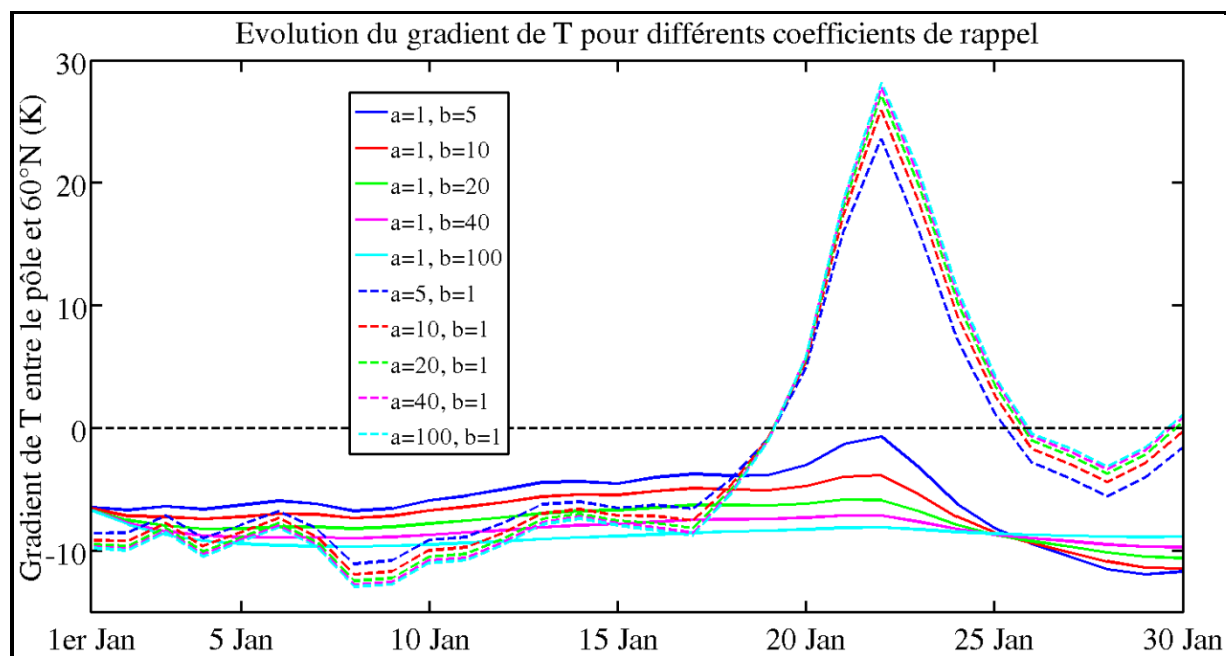


Figure 4.12 : Évolution du gradient de température entre le pôle et 60°N à 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs des coefficients de rappel : α (alpha), le coefficient de rappel vers la climatologie, est divisé par le facteur a ; β , le coefficient de rappel vers la météorologie, est divisé par b . La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km et le niveau de forçage du géopotential vaut 250 hPa.

On remarque que les deux familles de courbes se distinguent clairement. Dans les cas où le rappel vers la météorologie a été diminué, ni le critère d'inversion du vent zonal ni celui de positivité du gradient de température ne sont remplis, alors que les deux critères sont largement atteints lorsque c'est le rappel vers la climatologie qui est réduit. On note également que la variabilité à l'intérieur d'une famille de courbes est plus importante dans le cas où le rappel météorologique est diminué. Ces différents éléments confirment l'importance du rappel vers la météorologie quant à l'apparition d'un échauffement majeur, comme nous l'avions vu lors de l'étude sur les conséquences d'une variation de la zone de transition (4.3.2.).

Concernant le type d'échauffement stratosphérique – déplacement ou rupture –, ces courbes ne permettent pas *a priori* de trancher. Pour ce faire, on propose une observation plus directe de l'évolution de la température dans l'hémisphère nord au cours du mois de janvier 2009. Nous nous appuyons sur des vues polaires calculées pour 6 journées régulièrement réparties lors de ce mois. On cible trois niveaux d'altitude différents : tout d'abord la basse stratosphère (20 km) ; puis 32 km, soit l'altitude disponible la plus proche de 10 hPa (32 km équivalent à environ 8,7 hPa selon la formule barométrique) ; et enfin la stratopause, à 50 km. On compare trois simulations parmi celles effectuées : le cas de référence (où α et β conservent leurs valeurs par défaut, figures 4.13 à 4.15) et les deux cas où l'un des rappels est divisé par un facteur 20 et l'autre garde sa valeur initiale (les 6 figures correspondantes sont reproduites dans l'annexe C).

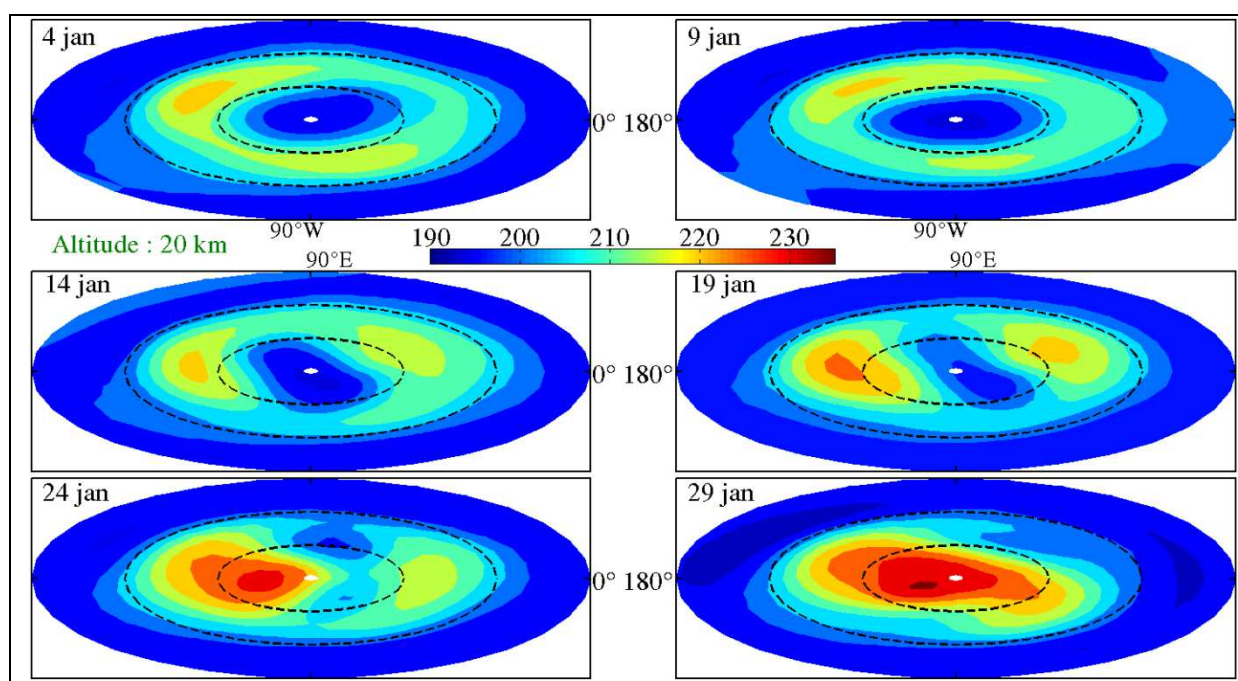


Figure 4.13 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : les rappels sont maintenus à leurs valeurs par défaut et le niveau de forçage est à 250 hPa. Les lignes en tirets indiquent les latitudes 60°N et 30°N.

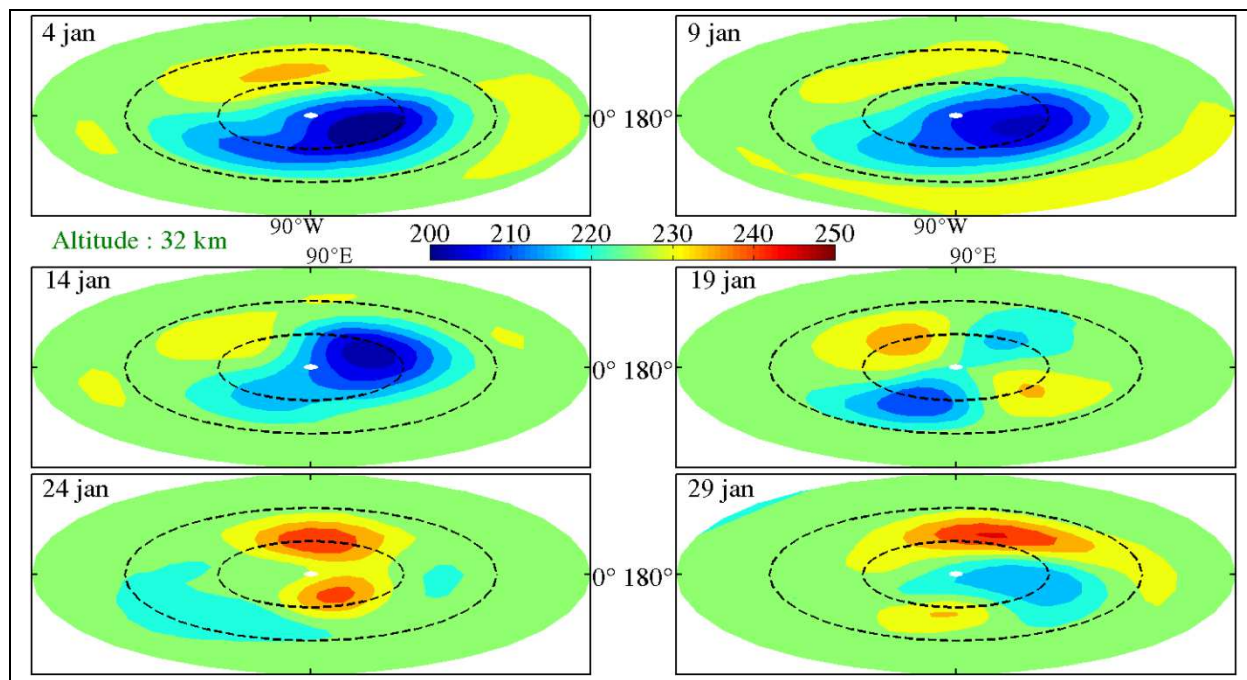


Figure 4.14 : Température de l'hémisphère nord à 32 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : les rappels sont maintenus à leurs valeurs par défaut et le niveau de forçage est à 250 hPa.

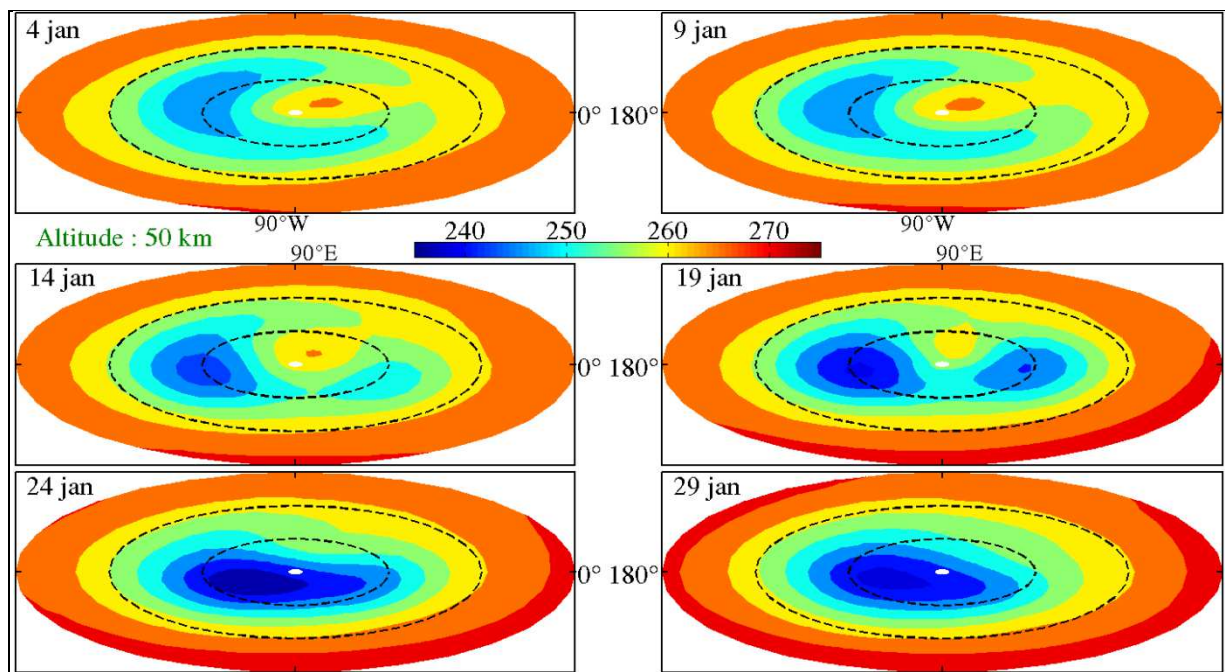


Figure 4.15 : Température de l'hémisphère nord à 50 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : les rappels sont maintenus à leurs valeurs par défaut et le niveau de forçage est à 250 hPa.

L'étude comparative de ces figures amène plusieurs conclusions qui viennent appuyer certaines des observations que nous avons faites auparavant.

- D'une manière générale, le cas où le rappel vers la climatologie est réduit se rapproche beaucoup plus du cas de référence que celui où c'est le rappel vers la météorologie qui est divisé par 20. On observe en effet une nette rupture du vortex en deux parties distinctes dans les deux premiers cas alors qu'aucune rupture n'est visible dans le dernier cas, qui montre toutefois un échauffement avec déplacement du vortex. Ainsi la climatologie seule tend à provoquer un échauffement de type déplacement, et il faut que des conditions particulières soient réunies lors d'un hiver pour obtenir un échauffement de type rupture.
- Ces figures polaires permettent à nouveau de constater que l'échauffement débute à des niveaux élevés et se propage graduellement vers le bas. Le vortex est en effet encore bien formé et centré autour du pôle début janvier à 20 km d'altitude, alors qu'à 50 km il est déjà perturbé par le déferlement des ondes ce qui se traduit par un déplacement pour le cas où seule la climatologie est conservée alors que l'on peut voir une rupture s'entamer dans les deux autres cas. De façon similaire, le vortex commence à retrouver sa forme et sa position initiales dès le 24 janvier à 50 km (surtout pour le cas météorologique et le cas de référence) alors même que le réchauffement atteint son intensité maximale aux niveaux les plus inférieurs. Le vortex polaire ne conserve donc pas une même forme ou une même position à toutes les altitudes. Ce phénomène est particulièrement visible le 14 janvier et le 19 janvier, en comparant les figures à différents niveaux. Ainsi, le 19 janvier par exemple, pour le cas météorologique les deux zones d'air froid qui constituent le vortex sont orientées selon un axe 60°W-120°E à 20 km, puis selon un axe 120°W-60°E à 32 km et enfin selon l'axe 180°-0° à 50 km. On observe une variation similaire de la position du vortex dans le cas climatologique, qui fait apparaître un déplacement du vortex vers des zones différentes du globe selon le niveau considéré. Ceci s'explique par le fait que la phase de l'onde 1 et celle de l'onde 2 varient selon la verticale, ce qui provoque cette forme hélicoïdale du vortex, de manière similaire à ce qu'observent *Matthewman et al.* [2009] non seulement pour les échauffements stratosphériques majeurs de février 1979 et janvier 1987, mais aussi pour les évolutions composites différenciées selon le type d'événement.

4.5. Sensibilité du modèle à l'amplitude des ondes planétaires du géopotentiel

Le rôle majeur joué par les ondes planétaires dans la naissance d'un échauffement stratosphérique est avéré [Andrews *et al.*, 1987]. Cependant, l'influence exacte des différents modes d'ondes – notamment les ondes de mode 1 et 2 – n'est pas encore pleinement comprise. On cherche ici à s'appuyer sur les résultats donnés par différentes simulations issues du modèle RACCORD pour cerner plus précisément l'impact des ondes 1 et 2 sur la naissance d'échauffements majeurs ainsi que sur le type d'échauffement qui se produit. Ce que l'on désigne ici par onde 1, 2 ou 3 correspond aux modes résultant de la décomposition du géopotentiel en séries de Fourier.

On commence par visualiser comment évoluent les amplitudes des ondes 1 et 2 à différents niveaux lors d'un échauffement stratosphérique de type déplacement et lors d'un événement de type rupture. On s'appuie sur les cas des hivers 2005-2006 et 2008-2009 (figure 4.16), tous deux marqués par des échauffements d'amplitude importante.

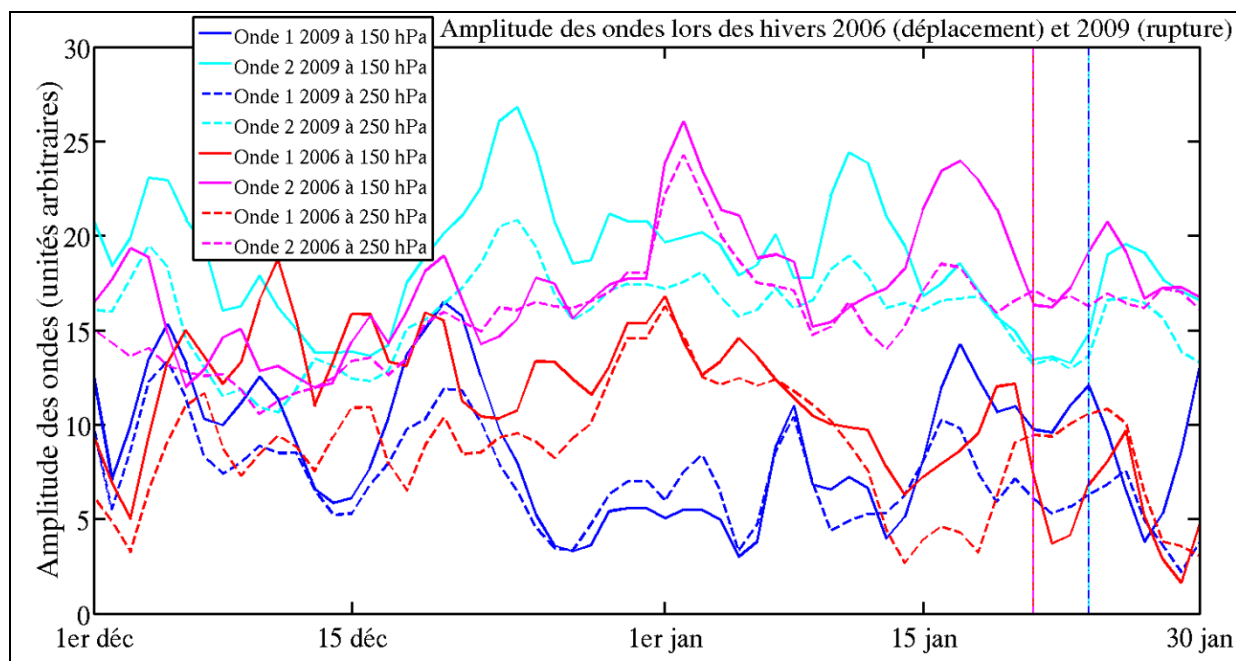


Figure 4.16 : Évolution comparée de l'amplitude de l'onde 1 (couleurs foncées) et de l'onde 2 (couleurs claires) du géopotential à 250 hPa (tirets) et 150 hPa (traits pleins) au cours d'un échauffement de type déplacement (hiver 2005-2006, couleurs rouges) et rupture (2008-2009, couleurs bleues). Les lignes verticales indiquent dans chaque cas la date de l'échauffement (21 janvier 2006 et 24 janvier 2009).

Quel que soit le type d'échauffement, l'amplitude de l'onde 2 est constamment supérieure à celle de l'onde 1 (sauf pendant quelques jours en décembre à 150 hPa pour le cas de déplacement). Cependant, cette différence entre l'amplitude des deux ondes est plus marquée lors de l'hiver 2008-2009, ce qui semble expliquer que l'échauffement stratosphérique correspondant est de type rupture. Ceci est particulièrement visible entre un mois et une vingtaine de jours avant l'échauffement (soit autour du 1^{er} janvier pour les courbes bleues, et quelques jours avant pour les courbes rouges) où l'onde 2 est jusqu'à quatre fois supérieure à l'onde 1 dans le cas d'une rupture du vortex alors que l'onde 2 ne dépasse pas l'onde 1 de plus de 50% lors d'un déplacement (et c'est même parfois l'onde 1 qui dépasse l'onde 2 comme on l'a noté vers la mi-décembre).

En ce qui concerne plus particulièrement l'hiver 2008-2009, une fois passée cette période caractérisée par une différence importante d'amplitude entre les deux ondes, on note que l'onde 2 atteint son maximum le 11 janvier (ce maximum étant beaucoup plus marqué à 150 hPa), alors que l'onde 1 atteint son maximum 5 ou 6 jours après, et que l'échauffement n'a lieu qu'une semaine plus tard encore. Or l'inflexion (respectivement vers le bas et vers le haut) des courbes d'évolution du vent zonal et du gradient de température étudiées précédemment s'amorce à partir du 17 janvier environ. Ainsi, bien que l'échauffement majeur

étudié soit de type rupture et donc dépende pour son évolution de la présence d'une onde 2 d'amplitude importante, c'est bien l'onde 1 qui semble déclencher par son pic de la mi-janvier l'affaiblissement du vortex polaire, et donc l'échauffement.

Quant à l'hiver 2005-2006, on note qu'à l'approche de la date de l'échauffement – et après cette date – l'onde 2 retrouve une amplitude importante relativement à celle de l'onde 1. Or l'échauffement majeur de cet hiver est de type déplacement. Il semblerait donc que la période décisive concernant le type d'échauffement à venir se situe entre un mois et une vingtaine de jours avant l'événement. De nouveau, c'est bien un pic d'onde (ici de l'onde de mode 2, autour du 17 janvier, suivi d'un pic plus restreint de l'onde 1 quelques jours avant l'échauffement) qui semble déclencher l'échauffement majeur.

On note enfin que l'amplitude des ondes est relativement peu sensible au niveau considéré. Les courbes calculées à 250 hPa suivent en effet plutôt précisément celles qui correspondent à la pression 150 hPa. Les pics d'onde sont généralement plus marqués à 150 hPa qu'à 250 hPa.

On procède maintenant au filtrage du géopotentiel au niveau où le forçage du modèle aura lieu, ici 150 hPa, pour ne garder que les ondes de fréquences zonales proches de 1 ou proches de 2. On s'intéresse au niveau 150 hPa car les pics d'onde qui semblent déclencher les échauffements stratosphériques majeurs semblent se produire à ce niveau. En addition au filtrage du géopotentiel de forçage du modèle, on retire totalement le rappel vers les champs météorologiques (sauf au niveau du forçage pour prendre en compte le champ de géopotentiel filtré) et on divise par un facteur 20 le rappel vers les champs climatologiques. On cherche en effet à maximiser l'impact du forçage par le géopotentiel, ce qui explique cette diminution importante des rappels. On procède à plusieurs simulations : dans la première on garde l'onde 1 et l'onde 2 à leurs amplitudes d'origine, tandis que dans les suivantes on divise l'une des deux ondes par un facteur 3, puis 10. On représente là aussi les évolutions du vent zonal et du gradient de température (figures 4.17 et 4.18).

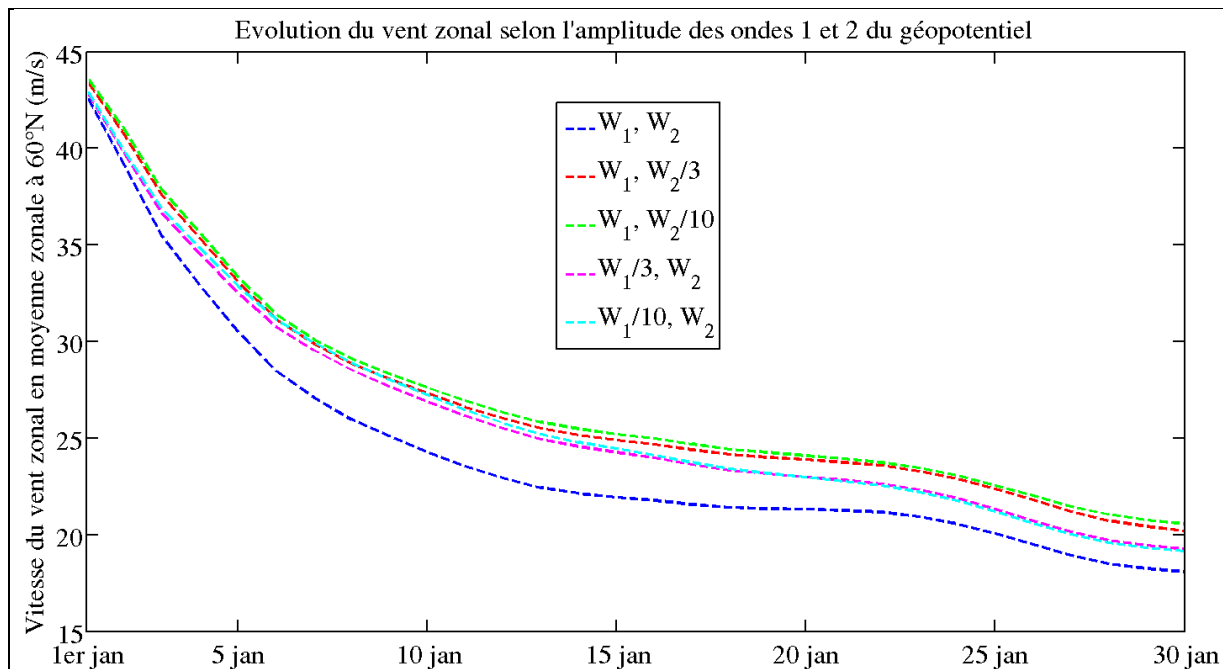


Figure 4.17 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes simulations où le forçage des ondes 1 et 2 varie et où on a fortement diminué les rappels vers la météorologie et la climatologie.

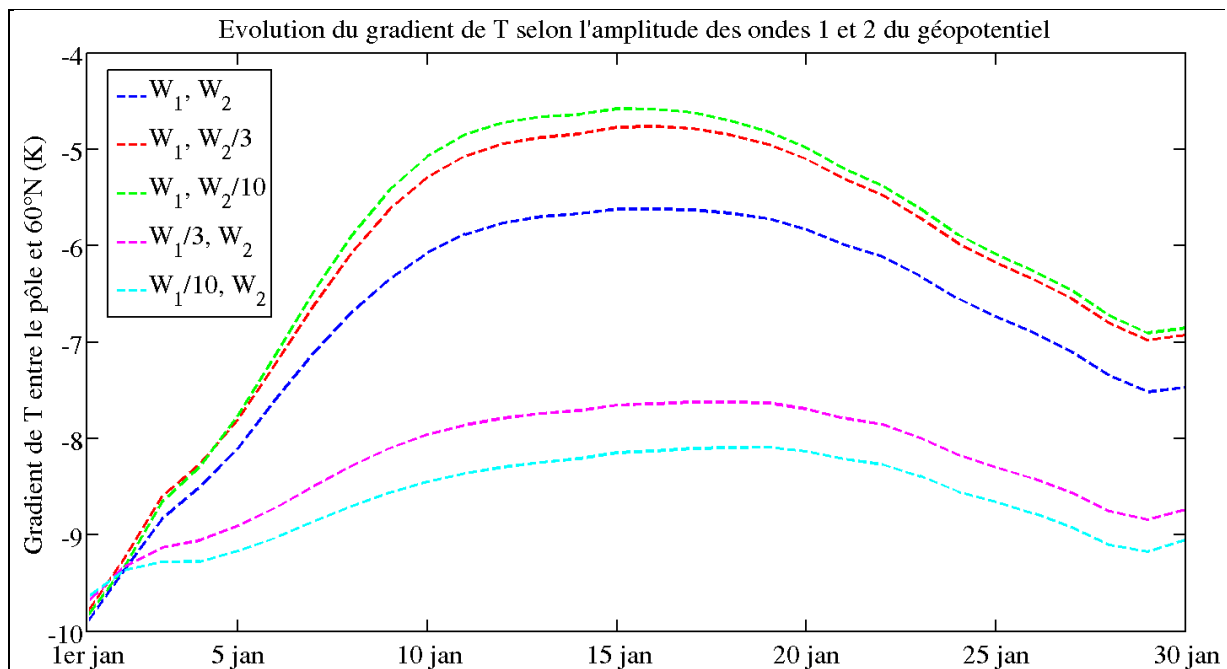


Figure 4.18 : Évolution du gradient de température entre le pôle et 60°N à 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes simulations où le forçage des ondes 1 et 2 varie et où on a fortement diminué les rappels vers la météorologie et la climatologie.

On constate que la sensibilité aux variations d'amplitudes des ondes 1 et 2 est beaucoup plus marquée pour le gradient de température que pour le vent zonal. L'échauffement n'est pas majeur, et pas un seul des deux critères n'est atteint dans les cas testés. Ceci s'explique par le rappel vers la météorologie inexistant dans ces simulations.

Toutefois, on peut étudier quelles sont les situations qui se rapprochent le plus d'un échauffement majeur. Concernant le vent zonal, plus l'une des deux ondes est divisée par un facteur important et plus le minimum atteint est élevé (donc moins on est proche du critère d'échauffement majeur), d'autant plus si c'est l'onde 2 qui est divisée. Mais dans tous les cas les cinq courbes sont très proches les unes des autres : le vent zonal est donc, dans cette paramétrisation du modèle, peu sensible à l'amplitude des ondes. Pour ce qui est du gradient de température, réduire l'amplitude de l'onde 1 éloigne fortement d'un échauffement majeur (max_{AT} passe en effet de -5,5 K dans le cas de référence où l'amplitude des ondes n'a pas été réduite à environ -8 K) alors que diviser l'onde 2 a un effet inverse et rapproche légèrement du critère de positivité (les courbes atteignent environ -4,5 K). Du reste, le maximum du gradient de température est atteint une semaine avant la date de l'échauffement, soit au moment où l'onde 1 connaît son pic amplitude, ce qui renforce notre hypothèse du rôle prépondérant joué par la présence d'un pic d'onde (ici l'onde de mode 1) dans le déclenchement de l'échauffement majeur.

Les différents éléments que nous venons d'aborder semblent pointer dans le sens d'une onde 1 décisive pour le déclenchement d'un échauffement majeur, quand l'onde 2 est surtout importante vis-à-vis du type d'échauffement qui a (ou aura) lieu, via un pré-conditionnement de l'atmosphère.

Cette hypothèse peut être confirmée par une observation plus directe de l'évolution de la température dans l'hémisphère nord au cours du mois de janvier 2009. Comme au paragraphe précédent, des vues polaires sont calculées pour 6 journées du mois de janvier, à 20 km d'altitude, 32 km et 50 km. On compare cette fois-ci trois des cinq simulations effectuées dans ce paragraphe : celle de référence où l'amplitude des ondes n'a pas été modifiée (figures 4.19 à 4.21 ci-dessous), et les deux simulations où l'une des ondes voit son amplitude divisée par un facteur 10 (les 6 figures correspondant à ces deux derniers cas sont reproduites dans l'annexe D).

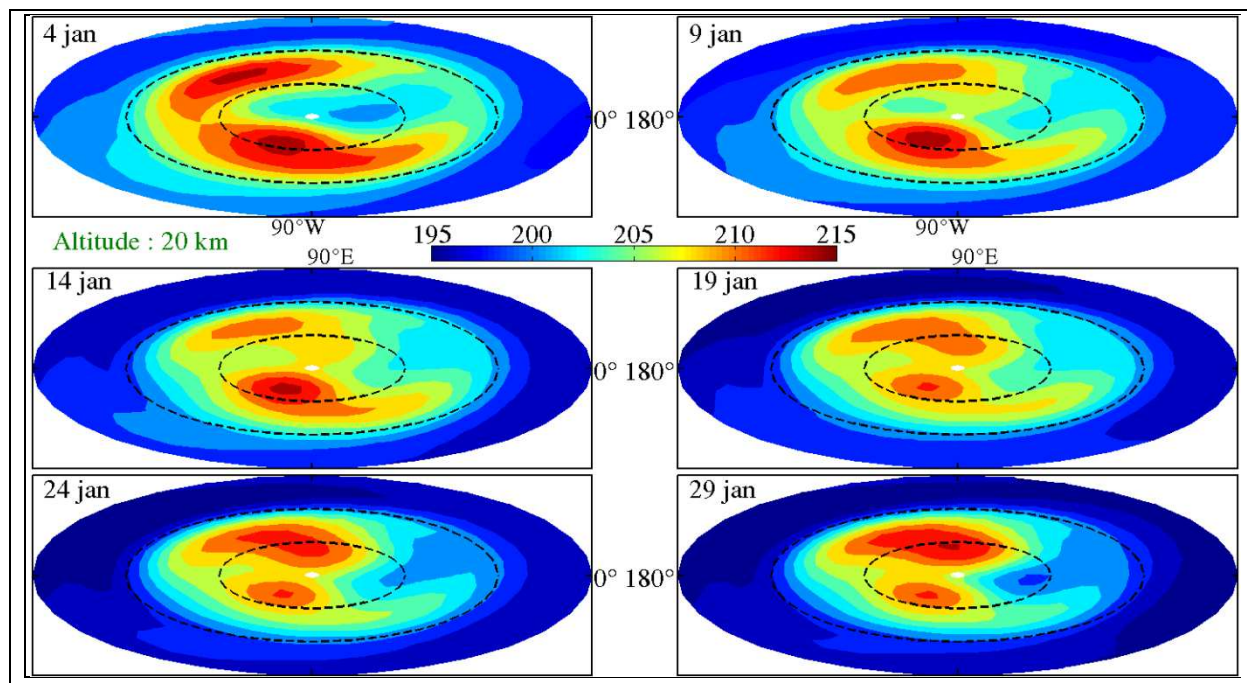


Figure 4.19 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : l'amplitude de l'onde 1 et celle de l'onde 2 sont maintenues à leurs valeurs par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

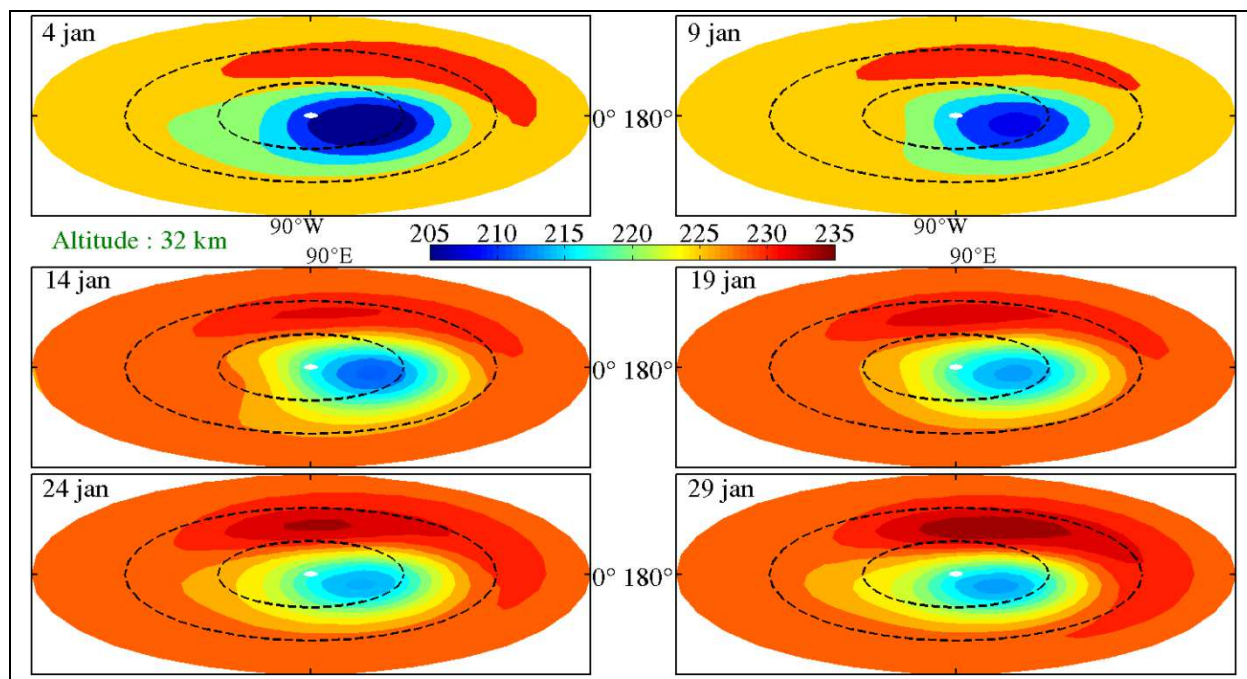


Figure 4.20 : Température de l'hémisphère nord à 32 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : l'amplitude de l'onde 1 et celle de l'onde 2 sont maintenues à leurs valeurs par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

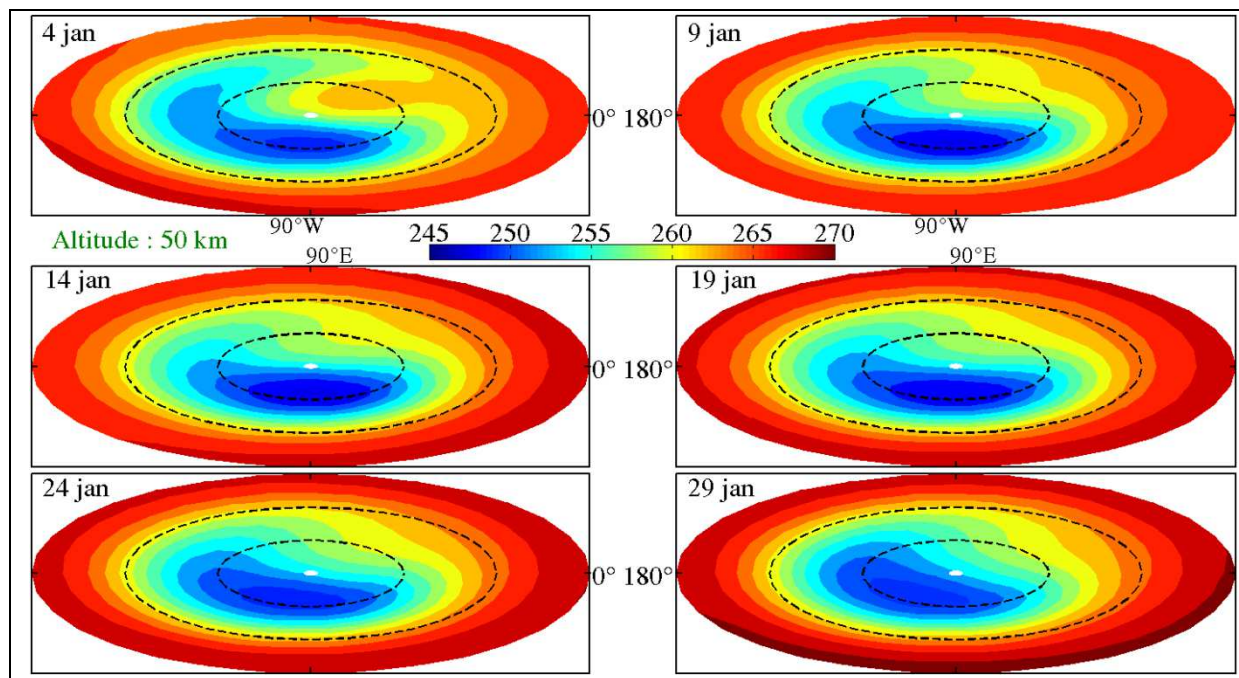


Figure 4.21 : Température de l’hémisphère nord à 50 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas de référence : l’amplitude de l’onde 1 et celle de l’onde 2 sont maintenues à leurs valeurs par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

Les différences entre les simulations sont plus marquées à 20 km. On constate que le cas où l’onde 2 est conservée et l’onde 1 est réduite se rapproche fortement de la situation de référence, tandis que le cas inverse s’en distingue nettement. En effet, alors que le cas de référence montre un vortex polaire particulièrement perturbé qui s’allonge puis se scinde en deux, on constate une évolution de type déplacement lorsqu’on ne conserve que l’onde 1.

Cependant, ces différences ne sont pas aussi marquées que dans la comparaison précédente entre les cas où les rappels météorologique et climatique sont réduits tour à tour (figures 4.13 à 4.15 et annexe C). On note également qu’en comparant les seuls cas d’allongement et de rupture du vortex, parfois l’axe du vortex tourne autour du pôle (comme dans la météorologie, figures 4.13 et C.1) alors que pour d’autres simulations il conserve une direction quasi-constante (lorsque les rappels sont fortement diminués, et éventuellement que l’onde 1 est réduite, figures 4.19 et D.1).

4.6. Sensibilité du modèle à un décalage temporel du forçage du géopotential

On cherche ici à clarifier l’influence de l’évolution de l’état de l’atmosphère sur le déclenchement d’un échauffement stratosphérique majeur. Une succession particulière d’augmentations et de diminutions de l’amplitude de chaque type d’onde planétaire doit-elle avoir lieu, ou une activité ondulatoire globalement importante suffit-elle à amorcer un tel événement ? On s’appuie sur l’évolution temporelle de l’amplitude des ondes 1 et 2 étudiée au début du paragraphe précédent (figure 4.16). On a avancé l’hypothèse selon laquelle la période allant de un mois à une vingtaine de jours avant l’échauffement est capitale quant au

type d'échauffement à venir. Il s'agira de diminuer ou d'augmenter l'une des ondes au cours de cette période et de constater les différences par rapport au cas de référence (où l'amplitude des ondes n'est pas modifiée). Il est décidé d'étudier le cas de l'échauffement de type déplacement de 2006, car il a été noté que, avec RACCORD, suivre la climatologie mène plutôt à une situation de déplacement. Ainsi, si nos tests mènent à un échauffement de type rupture, cela confirmera que la période temporelle visée est effectivement décisive. On procède, en plus du cas de référence (où le géopotentiel considéré est celui des réanalyses ERA-I, non modifié), à deux simulations : la première où on divise l'amplitude de l'onde 1 d'un facteur 3 du 15 décembre au 10 janvier, la seconde où on multiplie l'amplitude de l'onde 2 d'un facteur 3 sur la même période. On cherche ainsi à recréer l'écart entre l'onde 2 et l'onde 1 visible avant l'échauffement dans le cas de l'échauffement de 2009. Pour toutes les simulations, les rappels météorologiques et climatologiques sont divisés par 20 (hormis le rappel météorologique à 150 hPa, le niveau du forçage des ondes).

Les résultats (non représentés ici) montrent des évolutions très proches l'une de l'autre, mais également très peu différentes du cas de référence. Deux explications paraissent plausibles. La première est que les rappels météorologiques et climatologiques sont encore trop importants et masquent les effets de la modification du géopotentiel, ou bien qu'ils sont au contraire trop réduits ce qui prévient de fait l'apparition d'importantes perturbations dynamiques (ce qui a été entrevu une première fois au paragraphe 4.5). La seconde explication consiste à interpréter ces résultats comme preuves que notre hypothèse, seule, n'est pas suffisante pour expliquer le type d'échauffement majeur qui a lieu.

4.7. Étude du cas de l'échauffement de type déplacement de janvier 2006

Au cours de l'hiver 2005-2006, le vortex polaire a connu différentes périodes de perturbations plus ou moins intenses. Dans la première quinzaine du mois de janvier, il a été légèrement déplacé hors de sa position d'équilibre centrée autour du pôle et s'est étiré (figure 4.22, gauche). Pour autant, il ne s'est pas rompu et s'est quelque peu reformé à partir du 18 janvier. Mais, ce faisant, le vortex s'est déplacé davantage du pôle pour se rapprocher de l'Europe (figure 4.22, droite). C'est alors que le vent zonal à 60°N et 10 hPa s'est inversé, et donc que l'échauffement stratosphérique est devenu majeur (le 21 janvier 2006).

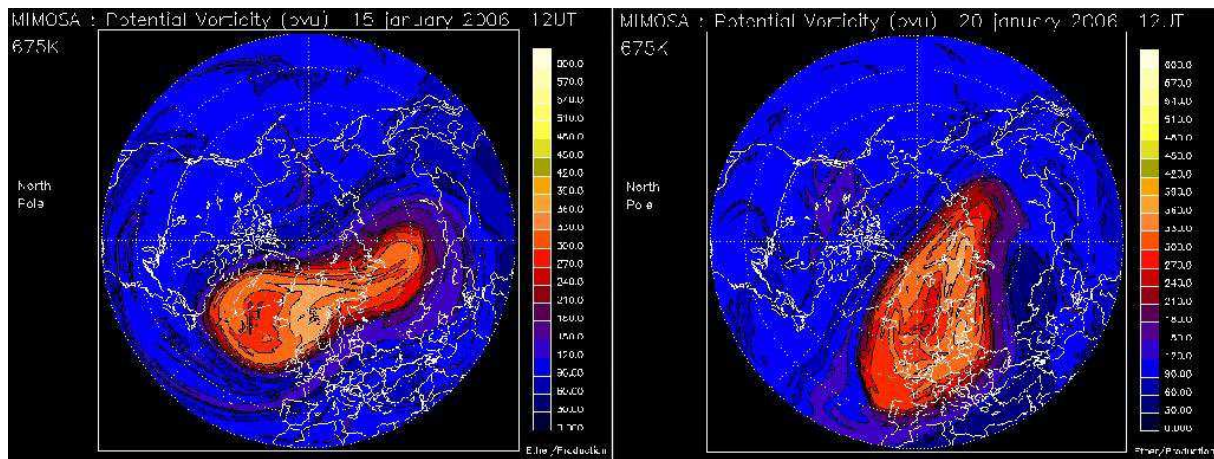


Figure 4.22 : Cartes de la vorticité potentielle des hautes et moyennes latitudes à 675K (soit environ 20 hPa ou 25 km) le 15 janvier (gauche) et le 20 janvier (droite) 2006. Cartes issues du modèle MIMOSA.

On compare la situation de référence à celles où l'un des rappels – climatologique ou météorologique – est divisé d'un facteur 20 (figures 4.23 et 4.24).

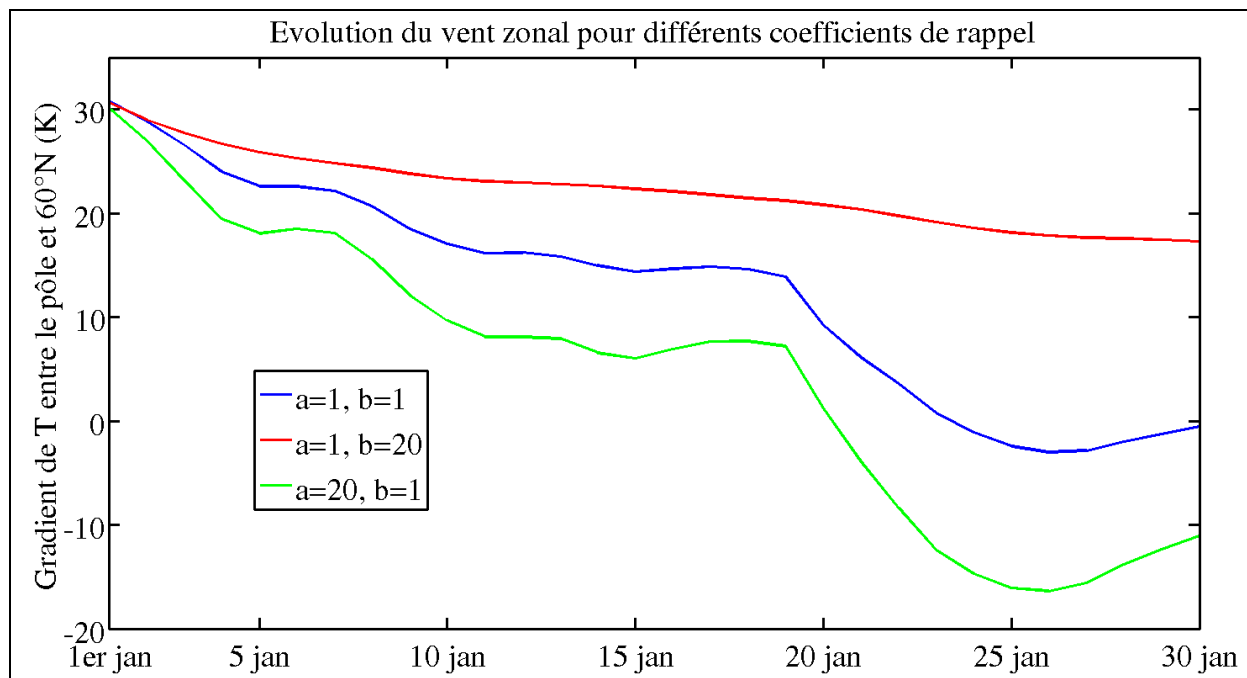


Figure 4.23 : Évolution du vent zonal à 60°N et 10 hPa au cours du mois de janvier 2006 pour différentes valeurs des coefficients de rappel : α (alpha), le coefficient de rappel vers climatologie, est divisé par le facteur a ; β , le coefficient de rappel vers la météorologie, est divisé par b . La zone de transition est fixée à 20 km – 50 km et le niveau de forçage du géopotential vaut 250 hPa.

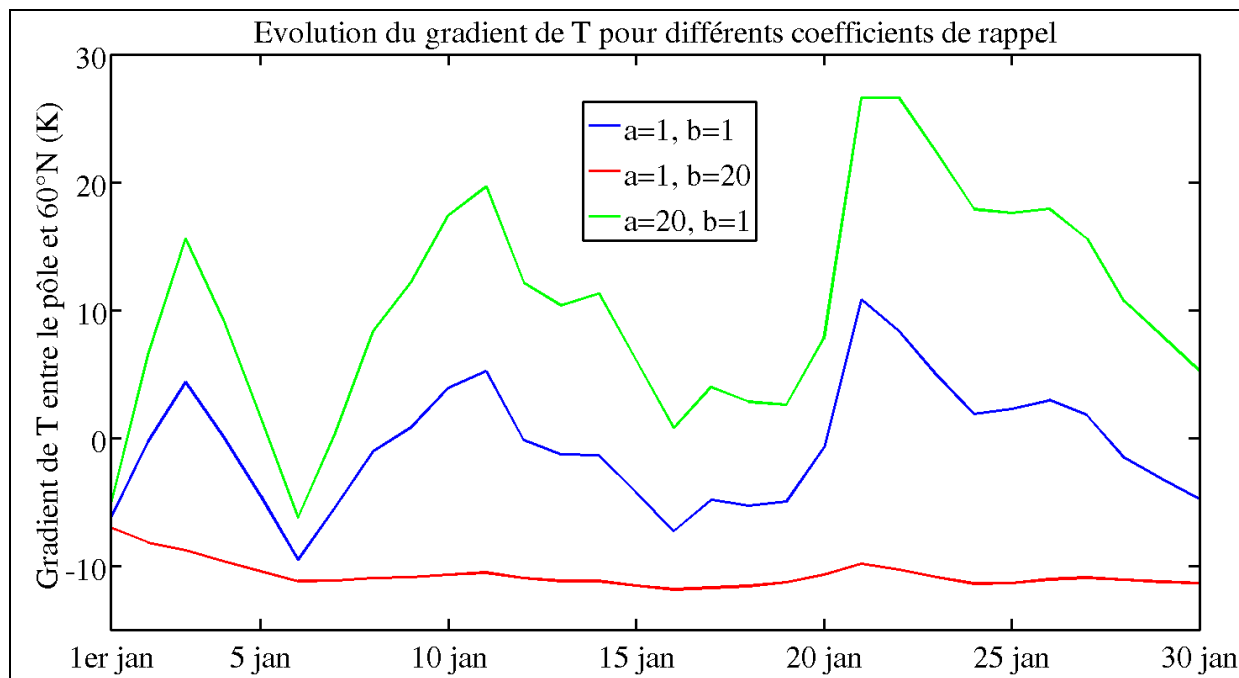


Figure 4.24 : Évolution du gradient de température entre le pôle et 60°N à 10 hPa au cours du mois de janvier 2009 pour différentes valeurs des coefficients de rappel. Les simulations sont les mêmes que celles de la figure ci-dessus.

Comme pour l'échauffement de 2009, la simulation météorologique se rapproche de celle de référence, alors que le cas climatologique s'en distingue. Le gradient de température possède une évolution assez hachée, avec une succession de plusieurs maxima et minima. On notera que les figures pour les cas météorologique et de référence se superposent quasi parfaitement si l'on adapte les échelles verticales, tandis qu'en comparaison les courbes du cas climatologique varient très lentement et sur de faibles amplitudes.

Les figures polaires (non représentées ici), calculées de manière similaire à celles de l'hiver 2008-2009 (paragraphe 4.4.3.), indiquent la même distinction entre cas de référence et météorologique d'une part, et cas climatologique d'autre part. Cependant, la différence est moins marquée qu'en 2009, car on observe ici toujours le même type d'échauffement (un déplacement) quelle que soit la simulation considérée. La simulation climatologique est logiquement très proche du cas climatologique calculé précédemment (figures C.4 à C.6).

4.8. Conclusions de l'étude des simulations numériques provenant de RACCORD

Les différents tests de sensibilité que nous avons menés à l'aide du modèle RACCORD nous ont permis de cerner certains aspects des conditions qui mènent à un échauffement stratosphérique majeur. Un tel événement reste un phénomène particulier dont le déclenchement demande un état de l'atmosphère spécifique. Ainsi le rappel vers les réanalyses météorologiques est primordial à l'avènement d'un échauffement majeur, qui nécessite des conditions particulières, d'autant plus s'il s'agit d'un événement de type rupture.

En effet, lorsqu'on ne rappelle les variables que vers la climatologie, le modèle produit un échauffement mineur de type déplacement. On note également, en accord avec la littérature, que le critère d'inversion du vent zonal est globalement plus strict que celui concernant le changement de signe du gradient de température entre le pôle et 60°N. Par ailleurs, modifier le seul niveau de forçage du géopotentiel n'a que très peu d'impact sur les simulations obtenues.

Concernant l'amplitude des ondes planétaires, l'onde de mode 2 reste supérieure à l'onde de mode 1, même pour un échauffement de type déplacement. Cependant, l'étude comparative des cas des hivers 2005-2006 et 2008-2009 semble indiquer qu'une rupture du vortex n'est possible que si l'amplitude de l'onde 2 atteint pendant au moins une semaine des valeurs trois à quatre fois supérieures à celle de l'onde 1. La période cruciale quant au type d'échauffement à venir semble être située entre un mois et une vingtaine de jours avant l'échauffement, tandis que l'inversion des vents (et donc le déclenchement d'un échauffement stratosphérique majeur) paraît dépendre d'un pic de l'amplitude des ondes seulement quelques jours avant. On regrette de n'avoir pu tester suffisamment la dépendance temporelle de l'avènement d'un échauffement majeur pour pouvoir confirmer ou non ces hypothèses. L'étude du cas de 2006 corrobore l'hypothèse selon laquelle la climatologie donne des évolutions douces qui ne produisent qu'un échauffement mineur accompagné d'un léger déplacement du vortex polaire. Un échauffement majeur, même s'il est de type déplacement, est caractérisé par des évolutions rapides et importantes des indicateurs que sont le vent zonal et le gradient de température.

5. Étude de cas : l'échauffement stratosphérique majeur de janvier 2013

5.1. Introduction

Ce chapitre s'intéresse à l'étude de l'hiver 2012-2013 au moyen des outils que nous avons développés, et en vue de comparer les résultats obtenus pour cet hiver à ceux auxquels nous sommes parvenus dans les chapitres précédents. Étudier l'hiver 2012-2013 s'avère particulièrement intéressant à plusieurs égards. Il a été marqué par un échauffement stratosphérique majeur singulier par son déroulement et son intensité. C'est aussi le dernier hiver en date, ce qui permet de travailler sur des données récentes issues de techniques modernes ou modernisées, aux imprécisions limitées. Enfin, une importante campagne de mesures multi-instruments s'est déroulée au cours de cet hiver dans le cadre du projet européen ARISE. L'OHP faisait partie des stations concernées : les mesures qui y ont été prises témoignent d'une couverture et d'un suivi tout au long de l'hiver sans précédent.

5.2. Description de l'échauffement stratosphérique

L'hiver 2012-2013 a connu une évolution particulière marquée par un échauffement stratosphérique majeur d'amplitude relativement importante début janvier. L'évolution du vortex polaire, que l'on peut suivre au moyen des données satellites ou des modèles tels GEOS-5 (Goddard Earth Observing System Model) et MIMOSA, se distingue par un déplacement vers l'Europe et la Sibérie pendant la deuxième quinzaine de décembre (figure 5.1), puis un allongement le 5 janvier et enfin une rupture en deux voire trois parties à partir du 7 janvier. Cette dernière date est celle à laquelle l'échauffement devient majeur. Il sera donc très vraisemblablement classifié comme étant de type rupture. Le vortex finit par se disloquer entièrement, et la stratosphère ne retrouve son état initial qu'après une longue période de fortes perturbations.

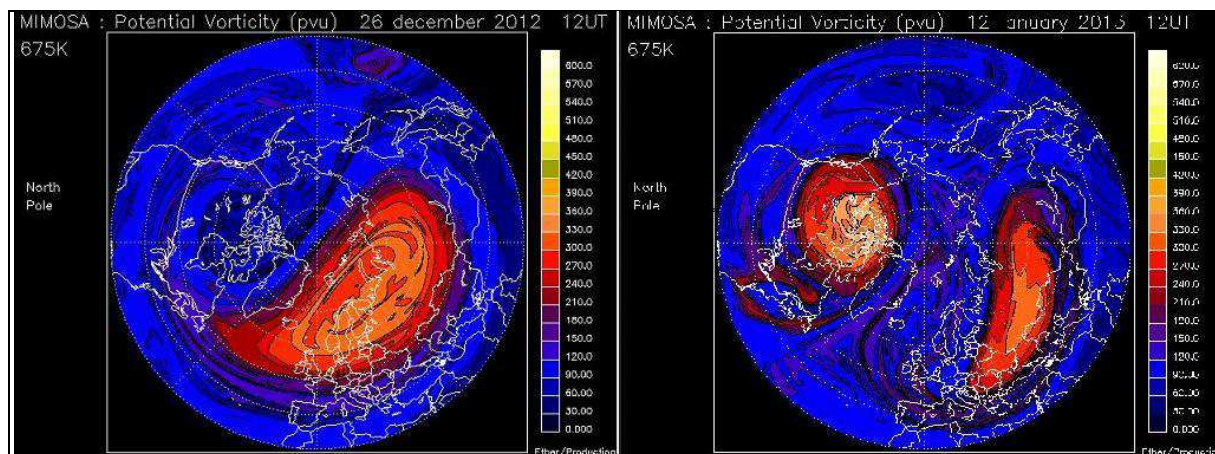


Figure 5.1 : Carte de la vorticité potentielle des hautes et moyennes latitudes à 675K (soit environ 20 hPa ou 25 km) le 26 décembre 2012 (gauche) et le 12 janvier 2013 (droite). On notera le déplacement du vortex à la fin décembre suivi de sa rupture en deux parties début janvier. Cartes issues du modèle MIMOSA.

L'un des principaux facteurs à l'origine de cet échauffement stratosphérique, et plus particulièrement de la rupture du vortex, pourrait être la génération d'ondes de gravité au niveau de l'Himalaya. En effet, une large région d'anomalies positives de températures (+8 K à 30 hPa) se forme à l'ouest de la chaîne montagneuse (donc en aval de l'Himalaya compte tenu de l'écoulement zonal dans la stratosphère en hiver) à la fin décembre.

5.3. La campagne de mesures ARISE

5.3.1. Le projet ARISE et la campagne de l'hiver 2012-2013

Le projet ARISE (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe) a pour objectif de mettre en place une nouvelle infrastructure intégrant différents réseaux d'instruments d'observation de l'atmosphère afin d'obtenir une représentation de l'atmosphère allant du sol jusqu'à la mésosphère dotée d'une résolution tant spatiale que temporelle sans précédent. Les zones géographiques concernées sont l'Europe mais aussi les régions limitrophes comme le pôle et les latitudes équatoriales. Le projet ARISE se base sur l'alliance de différentes technologies : les données *airglow* (la luminescence du ciel nocturne) provenant des molécules OH (radical hydroxyle) et O₂ (dioxygène) apportent des informations sur la température de la mésosphère, les infrasons renseignent sur la dynamique, et le lidar permet – entre autres – de faire le lien entre ces deux premières méthodes d'observation grâce à son extension verticale importante. ARISE vise à réunir les communautés scientifiques spécialisées dans chaque technologie, et à s'appuyer sur les synergies qui existent entre les domaines d'études complémentaires que sont les infrasons, les ondes de gravité, les ondes planétaires, les perturbations de la stratosphère et de la mésosphère, les études de données satellitaires, la modélisation de l'atmosphère, ou encore la dynamique atmosphérique. Ce faisant, les objectifs sont notamment d'améliorer les prévisions météorologiques à court et moyen terme, d'obtenir de meilleures estimations de l'impact de la stratosphère sur la troposphère, et de mesurer l'évolution climatique de la moyenne

atmosphère. Ces trois domaines sont impactés par les échauffements stratosphériques soudains.

Dans ce cadre, une campagne de mesures à l'échelle européenne a été lancée en vue d'observer l'évolution de l'état de l'atmosphère lors de l'hiver 2012-2013. Elle a impliqué le concours de plusieurs pays (France, Allemagne, Angleterre...) ainsi que de multiples stations de mesures et a concerné différents types d'instruments (lidar, *airglow*, infrasons...). Sur certains sites comme l'OHP, l'ensemble des technologies étaient mises en œuvre. Débutée au mois de septembre 2012, la campagne s'est achevée en avril 2013. L'analyse des données recueillies a ensuite pu commencer. Cependant, toutes les mesures ne sont pas encore complètement définitives, et les investigations présentées ici sont encore préliminaires.

5.3.2. Les données OH

L'*airglow* est de la radiation électromagnétique émise dans la haute mésosphère et située dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge. Elle est due à l'excitation atomique et moléculaire présente à ces altitudes. Une majorité de cette luminescence du ciel nocturne est attribuable à une fine couche de radical hydroxyle excité OH située entre 83 et 90 km d'altitude, avec un maximum de concentration vers 87 km. L'excitation est créée par la réaction exothermique entre l'ozone et l'hydrogène atomique.

Nous nous intéressons ici à l'évolution tout au long de l'hiver de la température obtenue à l'OHP grâce aux données *airglow* OH. Elle est comparée aux données lidar mesurées à 87 km provenant également de l'OHP. Les données OH nous indiquent que le pré-conditionnement de la haute mésosphère depuis le mois d'octobre connaît d'autres phases aussi intenses début novembre et mi-novembre, ce qui est visible également sur les données lidar. L'accord avec les données lidar est globalement satisfaisant. Un écart plus important entre les mesures des deux instruments est observé de la mi-janvier à la fin février : il pourrait être attribué à l'état particulièrement perturbé de l'atmosphère à cette période qui suit immédiatement l'échauffement stratosphérique majeur. Cela se traduit notamment par le fait que le vortex polaire n'est pas encore intégralement reformé, ce qui peut avoir pour conséquence de modifier l'altitude de la couche OH. Ceci permet par ailleurs de constater que l'atmosphère n'a retrouvé son état initial que plusieurs mois après l'échauffement.

5.3.3. Les données lidar de l'OHP.

Après deux années d'interruption du fonctionnement régulier du lidar à l'OHP, les mesures ont pu reprendre en septembre 2012 à l'occasion de la campagne d'observation ARISE de l'hiver 2012-2013. Le nombre de jours de mesure sur l'ensemble de l'hiver est remarquablement élevé puisqu'il s'établit à 85 (soit près d'un jour sur deux). On procède à une interpolation linéaire temporelle sur ces données, de manière à pouvoir appliquer la méthodologie développée au chapitre 2.

La distribution des anomalies de températures calculées à 40 km d'altitude pour l'ensemble de l'hiver (figure 5.2) révèle une anomalie de fond valant -2.5 K, ce qui se situe sur la tendance calculée au chapitre 2 (figure 2.7, paragraphe 2.4.2.1.)

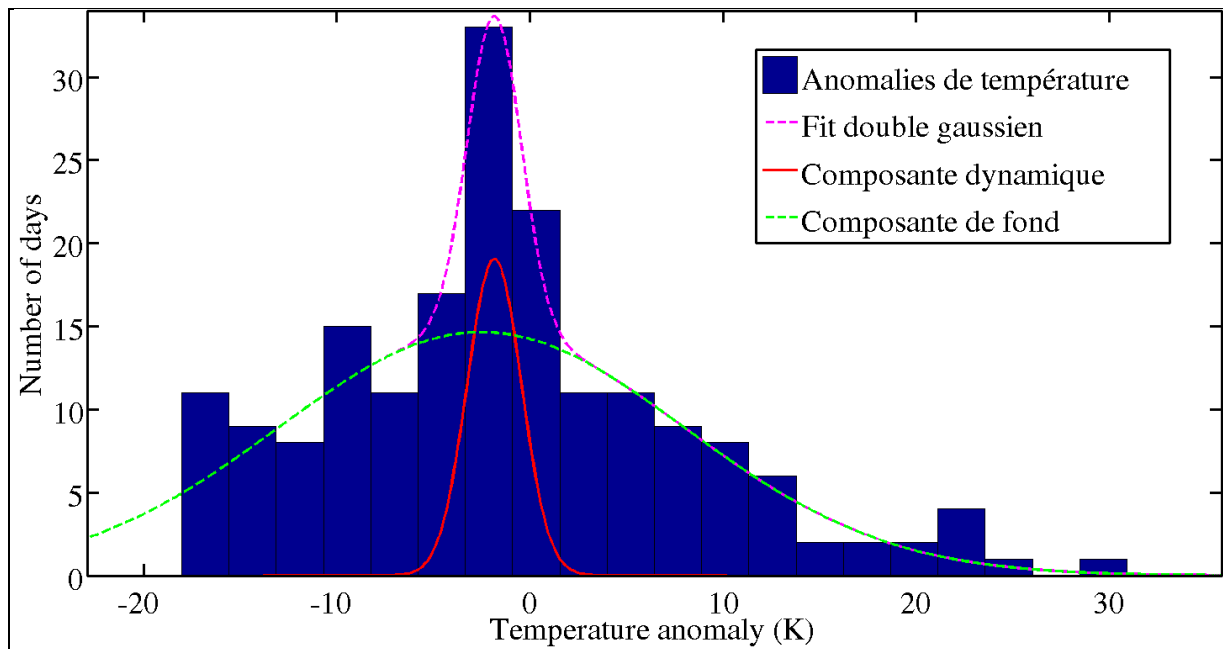


Figure 5.2 : Distribution des anomalies de températures de l’hiver 2012-2013 à 40 km d’altitude. La courbe violette représente l’approximation bi-gaussienne, et les courbes verte et rouge représentent les composants monomodaux gaussiens, respectivement la contribution de fond (centrée autour de la valeur -2,5 K) et la contribution dynamique (autour de -1,7 K).

Concernant la contribution dynamique, l’occurrence est plutôt faible, ce qui de nouveau s’accorde avec les tendances calculées (figure 2.9, paragraphe 2.4.2.3). En revanche l’anomalie dynamique est légèrement négative, ce que ne laissait pas supposer la tendance observée jusque là (figure 2.7). Cependant, nous avons vu que l’anomalie dynamique présente une variabilité interannuelle très importante.

On s’intéresse maintenant à l’évolution des anomalies de températures au cours de l’hiver (figure 5.3).

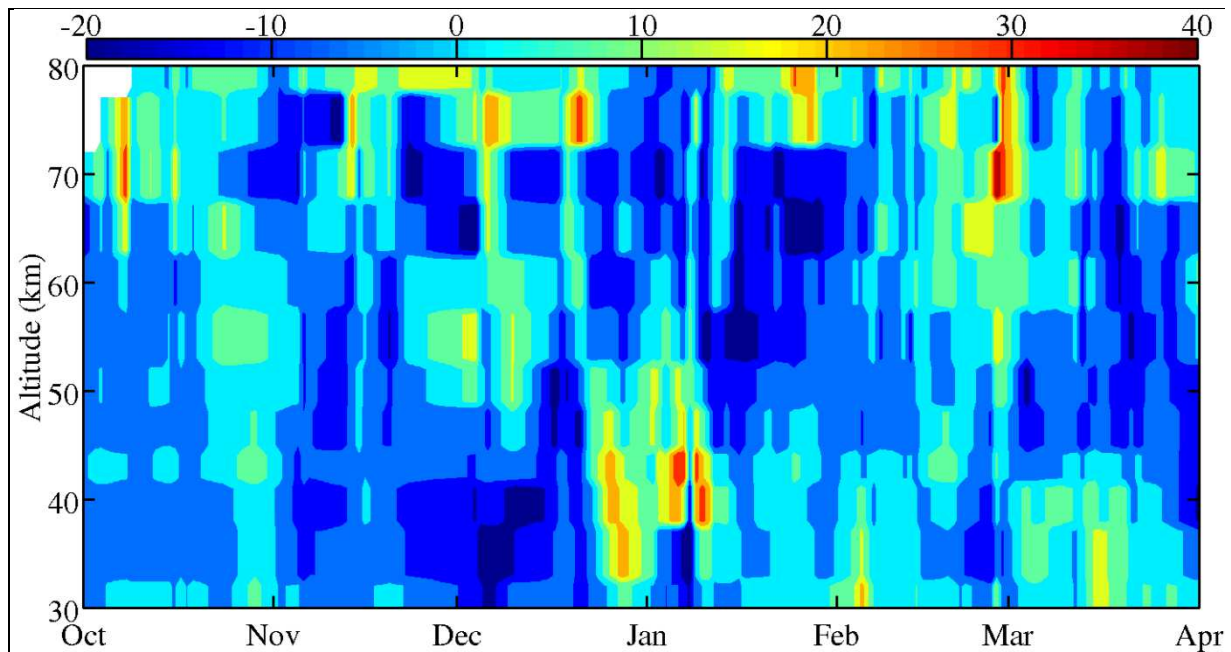


Figure 5.3 : Évolution des anomalies de températures moyennes au cours de l’hiver 2012-2013. La zone blanche indique une absence de données. Le lecteur sera attentif à l’échelle verticale différente de celles des figures précédentes.

L’amplitude des anomalies de températures mesurées est particulièrement élevée : dans la stratosphère, près de 60 K sont gagnés en une quinzaine de jours au moment de l’échauffement. La principale anomalie chaude se situe autour de 40 km d’altitude et dure très peu de temps, ce qui est davantage caractéristique des échauffements de type rupture (figure 2.14), comme nous l’avons remarqué au chapitre 2 (paragraphe 2.5.2.3). L’anomalie positive précurseuse de la haute mésosphère est visible près de trois mois avant l’échauffement. Son amplitude et surtout sa durée sont relativement limitées, comme pour l’évolution composite concernant les échauffements de type rupture. Plus généralement, on observe dans la haute mésosphère (de 70 km à 80 km d’altitude) des anomalies chaudes début octobre, à la mi-novembre et début décembre. Ces anomalies avaient été détectées par *airglow* avec un léger décalage temporel. Ce dernier est caractéristique du mouvement descendant des anomalies qui a été discuté dans les chapitres précédents. L’anomalie négative post-échauffement de la haute stratosphère et de la mésosphère est elle aussi spécifique des échauffements majeurs de type rupture.

5.4. Activité ondulatoire, analyse de simulations RACCORD

5.4.1. Discussion sur le rôle des différents modes d’ondes

On représente (figure 5.4) les évolutions de l’amplitude des modes 1 et 2 des ondes planétaires au cours des mois de décembre 2012 et janvier 2013, que l’on compare aux courbes correspondantes des hivers 2005-2006 et 2008-2009 étudiés précédemment (figure 4.16 et l’ensemble du paragraphe 4.5.). Par souci de lisibilité, et compte tenu de la faible différence observée entre les courbes à 250 hPa et 150 hPa, on choisit de représenter les évolutions pour le seul niveau 150 hPa.

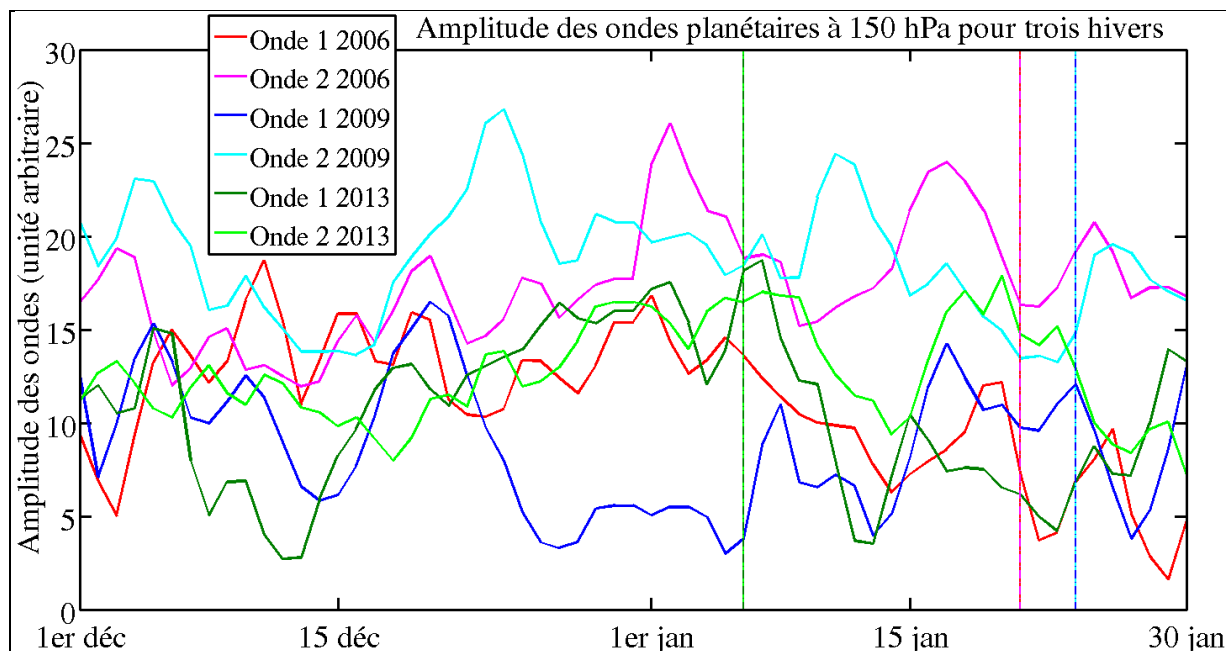


Figure 5.4 : Évolution comparée de l'amplitude de l'onde 1 (couleurs foncées) et de l'onde 2 (couleurs claires) du géopotential à 150 hPa durant trois hivers : 2005-2006 avec un échauffement de type déplacement (couleurs rouges), 2008-2009 (rupture, couleurs bleues), et 2012-2013 (non encore classifié mais très probablement de type rupture, couleurs vertes). Les lignes verticales indiquent dans chaque cas la date de l'échauffement (de gauche à droite : 7 janvier 2013, 21 janvier 2006 et 24 janvier 2009).

Concernant l'échauffement de l'hiver 2012-2013, les deux ondes sont d'amplitudes généralement comparables tout au long de la période étudiée, hormis pour deux intervalles d'une dizaine de jours – situés en début décembre et à la fin janvier – où l'amplitude de l'onde 2 est deux fois plus importante. La seconde période est située après la date de l'échauffement, mais la première correspond à la période située entre un mois et une vingtaine de jours avant l'échauffement qui a été identifiée comme étant cruciale quant à la détermination du type d'échauffement à venir (paragraphe 4.5). Cette période de début décembre est cependant légèrement plus courte que pour les autres hivers, et le rapport d'amplitudes entre les deux ondes n'est pas toujours aussi marqué que lors de l'échauffement de type rupture de 2008-2009.

Quant au déclenchement de l'échauffement majeur, on n'observe pas de véritable pic d'amplitude précédant immédiatement l'échauffement, mais plutôt une augmentation progressive. Mais l'étude des données satellites ou des modèles (GEOS-5, MIMOSA) indique que le vortex polaire semble se scinder en trois parties distinctes une première fois début janvier, puis de nouveau aux alentours du 20 janvier. On s'intéresse donc également à l'évolution de l'amplitude de l'onde 3 (figure 5.5).

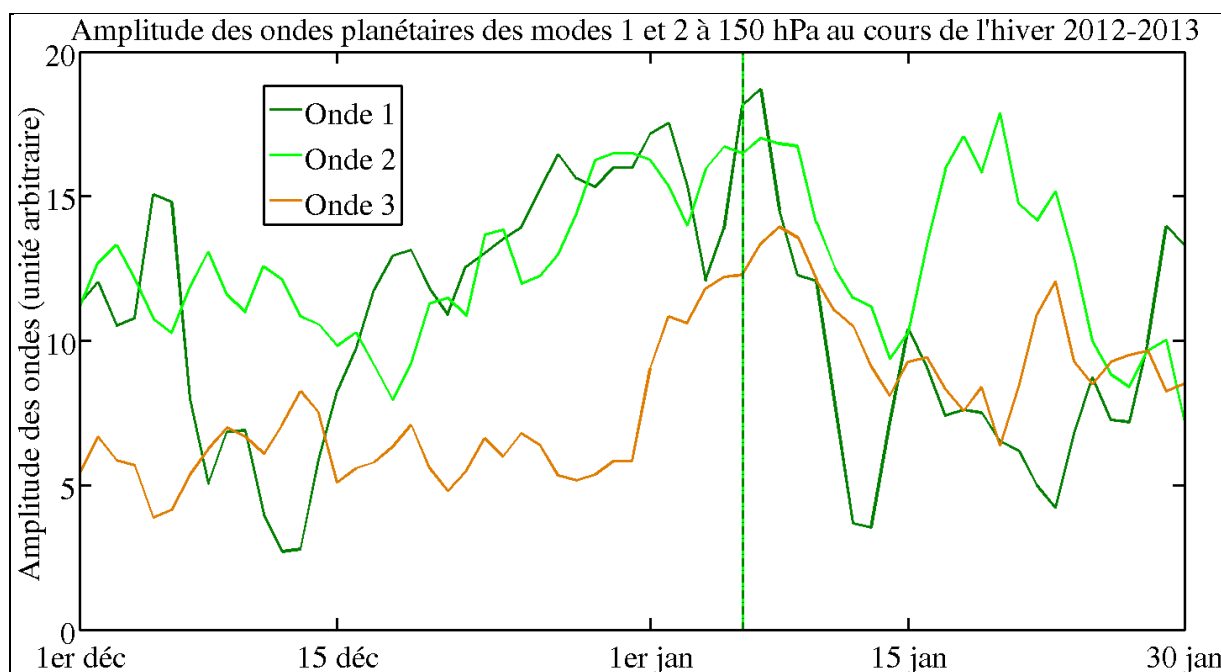


Figure 5.5 : Évolution comparée de l'amplitude des ondes 1 (vert foncé), 2 (vert clair) et 3 (brun) du géopotential à 150 hPa au cours de l'hiver 2012-2013. La ligne verticale indique la date de l'échauffement.

On remarque une augmentation très importante de l'amplitude de l'onde 3 début janvier, suivie d'un autre pic secondaire vers le 20 janvier. Ces dates correspondent précisément aux jours repérés à l'étude des données satellites et mentionnés ci-dessus. Le rôle du principal pic d'onde 3 début janvier semble donc établi dans le déclenchement de l'échauffement majeur. On peut également avancer que le pré-conditionnement de l'atmosphère durant la deuxième quinzaine de décembre paraissait suffisamment avancé pour produire un échauffement majeur (qui aurait alors probablement été de type déplacement), cependant aucun mode d'onde n'a connu de pic durant cette période, si bien que l'échauffement est resté mineur.

À des fins de comparaison, on calcule l'évolution de l'onde 3 pour les autres cas étudiés (échauffements majeurs de 2006 et 2009, non représentés ici) : dans les deux cas l'amplitude de l'onde 3 n'est pas aussi importante qu'au cours de l'hiver 2012-2013, et aucun pic d'amplitude n'est visible. Cela confirme donc le rôle particulier joué par l'onde 3 lors de l'échauffement de 2013.

5.4.2. Sensibilité à l'amplitude des ondes planétaires

On effectue des simulations à l'aide de RACCORD afin d'étudier la sensibilité de l'échauffement de 2013 à l'amplitude des ondes planétaires du géopotential, de la même manière que pour les hivers 2008-2009 et 2005-2006 (voir respectivement le paragraphe 4.5. et le paragraphe 4.7.). Les figures polaires (non représentées ici) montrent que le cas où seule l'onde 1 est conservée se rapproche davantage du cas de référence que celui où on ne considère que l'onde 2, ce que l'on remarque notamment aux altitudes les plus basses. Les différences de température entre le vortex et les zones les plus chaudes sont plus marquées

pour le cas de référence, ce qui semble indiquer que l'apport de l'onde 2 à l'onde 1 contribue à accentuer ces différences.

5.5. Conclusions sur l'analyse de l'hiver 2012-2013

Les résultats obtenus sont préliminaires et les données obtenues ne sont aujourd'hui ni toutes disponibles ni toutes validées. Cependant, l'ensemble des éléments présentés ici nous paraît constituer une première base permettant d'expliquer l'évolution particulière du vortex polaire observée au cours de l'échauffement stratosphérique majeur de l'hiver 2012-2013. Les mesures de températures par *airglow* centrées à l'altitude de 87 km sont importantes pour étudier les signaux pré-échauffement que nous observons également dans les données lidar, mais avec davantage d'incertitude sur ces dernières. L'échauffement de janvier 2013 se distingue des autres par l'évolution particulière du vortex, expliquée par un court pré-conditionnement pendant la première quinzaine de décembre suivi d'un fort regain d'activité de l'onde 3 à partir de début janvier. Cependant, cet exemple de l'hiver 2012-2013 confirme ce qui a été remarqué dans les études précédentes sous différents aspects. Ce n'est pas tant le niveau des ondes qui semble jouer sur le déclenchement d'un échauffement majeur que la présence d'un pic d'amplitude de l'un des modes d'onde quelques jours avant l'échauffement. Le type d'échauffement semble quant à lui dépendre d'un pré-conditionnement antérieur de l'atmosphère, par le biais d'une activité ondulatoire soutenue pendant une période dépassant une semaine et située entre un mois et une vingtaine de jours avant l'échauffement. Si pendant cette période le mode 2 prédomine de manière significative, l'échauffement sera de type rupture (cas des hivers 2008-2009 et 2012-2013). Sinon, il sera de type déplacement (hiver 2005-2006).

Il conviendra d'étudier les autres sources de données lorsqu'elles seront disponibles et auront été validées. Il s'agit des radiosondages journaliers lâchés depuis Nîmes, des données de vent mesurées par l'université de Berne grâce à un spectromètre micro-ondes et enfin des données infrasons. La propagation des infrasons dépendant du vent et de la densité atmosphérique, les données correspondantes sont plus difficiles à interpréter et nécessitent un modèle atmosphérique. Ces sources complémentaires de données permettront de confirmer ou d'infirmer les hypothèses présentées dans notre étude, et contribueront probablement à répondre à certaines des questions abordées ici mais qui restent ouvertes.

Conclusions et perspectives

Conclusions

Les échauffements stratosphériques constituent la principale cause de variabilité de la température dans la moyenne atmosphère en hiver. À cette saison, les distributions statistiques d'anomalies de températures présentent un profil qui résulte de la somme de deux gaussiennes. Deux contributions provenant de causes physiques différentes s'ajoutent et expliquent cette forme de distribution. Or les observations comme les modèles ont établi que l'activité dynamique hivernale dans la moyenne atmosphère de l'hémisphère nord est particulièrement importante. De ce fait, on identifie les deux contributions observées comme étant celle provenant de l'équilibre radiatif et celle due aux processus dynamiques. On s'appuie dans un premier temps sur une série de données lidar – qui ne souffre donc pas des biais intrinsèques aux données satellites –, exceptionnelle par sa longueur ainsi que sa régularité, et qui permet une étude à l'extension verticale importante. Une méthodologie novatrice est développée pour isoler et déterminer ces deux composantes, permettant par la suite de les étudier séparément. Les observations combinées à l'historique des échauffements stratosphériques majeurs recensés confirment que cette identification est fidèle à la réalité.

Les tendances de températures sont habituellement calculées à partir de simples moyennes mensuelles, qui ne prennent donc pas compte de la réalité bimodale de la distribution des températures en hiver. Nous montrons – d'abord à un niveau local grâce aux données lidar de l'OHP, puis à une échelle globale avec les simulations CMAM – que cela induit un biais par rapport à la tendance de la seule composante radiative, que l'on peut obtenir par la méthodologie que nous avons développée. Or c'est précisément cette composante qui traduit le forçage radiatif additionnel des gaz à effet de serre émis par les activités humaines. C'est ainsi la présence d'une activité dynamique hivernale particulièrement intense qui explique la différence entre les tendances observées l'été et l'hiver : nous pouvons filtrer cette composante dynamique, ce qui permet de réconcilier les tendances des deux saisons. L'étude globale permise par les simulations issues de CMAM vient confirmer ces constatations et étend leur validité à toutes les régions du monde. La contribution dynamique est plus importante aux pôles que sous les tropiques, et est également légèrement plus marquée dans l'hémisphère nord. Les données CMAM montrent en outre que les variations observées selon la longitude sont elles aussi attribuables en partie à l'effet de la contribution dynamique, qui varie le long d'un même parallèle. Enfin, concernant l'occurrence des échauffements stratosphériques, on note qu'à 40 km et au-delà, une soixantaine de jours sont affectés chaque hiver par ces événements. Cette occurrence semble en très légère diminution (-0,9 jour par an à l'OHP) ou stable (-0.1 jour par an autour de 45°N d'après les simulations CMAM). En dessous de 40 km, chaque hiver les échauffements

concernent une cinquantaine de jours et la tendance est légèrement positive (+0.5 jour par an d'après les données issues de CMAM).

À nos yeux, il apparaît crucial de prendre en considération cet impact de l'activité dynamique dans les futures études portant sur les estimations de tendances de température dans la moyenne atmosphère.

La méthodologie de séparation des composantes permet également de calculer les anomalies de températures au cours d'un hiver pour faire ressortir les évolutions caractéristiques de l'activité dynamique intense liée aux échauffements stratosphériques. Les figures synthétiques montrent une certaine reproductibilité pour les hivers présentant un échauffement stratosphérique majeur, notamment si l'on sépare les événements selon leur type, qui spécifie de quelle façon le vortex polaire se comporte au cours de l'échauffement. La principale anomalie chaude se situe dans la stratosphère autour de la date de l'échauffement et dure environ un mois. Elle coïncide avec l'anomalie froide la plus importante, visible dans la mésosphère. De manière générale, on constate une anti-corrélation entre les anomalies stratosphériques et mésosphériques, en accord avec la littérature. Notre travail se distingue par l'extension verticale de l'étude menée sur les échauffements stratosphériques, ajoutée à une extension temporelle elle aussi particulièrement importante. Cette dernière permet de calculer des évolutions composites à partir de nombreux cas d'échauffements stratosphériques majeurs, et même de faire une distinction selon le type d'échauffement tout en conservant une certaine validité statistique. Une anomalie chaude est observée dans la mésosphère deux à trois mois avant l'échauffement, et peut en constituer un signe précurseur. On recense des évolutions distinctives selon le type d'échauffement : la périodicité caractéristique des ondes de Rossby de mode 1 – qui est d'environ 18 jours – est clairement identifiable lorsque l'échauffement est de type déplacement. Dans le cas d'une rupture du vortex, les anomalies troposphériques sont plus marquées aussi bien avant l'échauffement (anomalies froides) qu'après (anomalies chaudes), ce qui confirme le couplage bidirectionnel existant entre la stratosphère et la troposphère, et met en lumière l'importance du type d'échauffement dans la prévision des anomalies de température des premiers kilomètres de l'atmosphère. Des différences apparaissent lorsque l'on compare les évolutions des anomalies hivernales de température selon la latitude ou selon la longitude. Les anomalies sont très significativement plus marquées au pôle ; on constate également un décalage temporel croissant entre les deux principales anomalies de signes opposés à mesure que l'on s'approche des latitudes les plus élevées. Selon la longitude d'observation, l'échauffement peut être perçu de manière plus ou moins intense, et la date de son maximum peut varier d'un mois. Enfin, concernant l'hémisphère sud, l'hiver 2002, qui est le seul où on a observé un échauffement stratosphérique majeur, se distingue clairement des autres hivers : au cours de l'hiver 2002, les anomalies principales sont en effet deux fois plus marquées que lors d'un hiver moyen, et durent trois fois plus longtemps.

L'étude exploratoire du modèle RACCORD permet quant à elle d'étudier les conditions d'apparition d'un échauffement stratosphérique majeur. L'importance du rappel vers les données météorologiques pour la formation d'un échauffement stratosphérique majeur est établie. Ceci confirme qu'un échauffement majeur est un événement dont

l'apparition dépend de conditions précises et d'un état de l'atmosphère particulier. Prendre en compte uniquement les données climatologiques mène à un échauffement mineur engendrant un déplacement du vortex. Les différents cas étudiés montrent des évolutions différentes de l'amplitude des ondes planétaires de type 1 et 2 avant et pendant l'échauffement. L'onde 2 reste d'amplitude supérieure ou au moins comparable à l'onde 1, même dans le cas d'un déplacement du vortex. La période allant d'un mois à une vingtaine de jours avant la date de l'événement apparaît comme déterminante quant au type d'échauffement subséquent : si pendant cette dizaine de jours l'onde 2 domine significativement l'onde 1, l'échauffement sera de type rupture. Le déclenchement en tant que tel de l'échauffement majeur est quant à lui attribuable à la présence d'un pic d'amplitude de l'un des modes d'onde quelques jours avant l'échauffement. Il semblerait que le déclenchement de l'échauffement majeur ne soit pas dépendant de quel mode d'onde il s'agit. On regrettera de n'avoir pas eu l'occasion de valider ces derniers résultats par des tests plus poussés sur l'évolution temporelle de l'amplitude des ondes planétaires.

L'hiver 2012-2013, marqué par un échauffement stratosphérique majeur à l'évolution singulière, constitue à la fois un cas d'application qui nous permet de mettre à l'épreuve nos hypothèses ainsi que la méthodologie développée, mais aussi un point de comparaison pour confirmer ou infirmer les résultats obtenus dans les études précédentes. Le signal précurseur de la très haute mésosphère peut être observé grâce aux données *airglow*. Les anomalies calculées à l'aide des données lidar sont globalement en bon accord avec les tendances estimées à partir de la série lidar de l'OHP. Le rôle crucial de l'onde 3 lors de l'hiver 2012-2013 est établi. On retrouve de nouveau l'importance de la période précédant l'échauffement d'un mois à vingt jours dans le pré-conditionnement de l'atmosphère et la détermination du type d'échauffement à venir, ainsi que la nécessité d'un pic d'onde pour amorcer l'inversion du vent zonal et donc l'échauffement majeur.

Perspectives

L'étude ici menée inspire certaines perspectives et fournit des pistes d'investigations pour de futurs travaux à mener, et ce par le biais de trois éléments. Le premier élément est constitué des différents résultats auxquels nous sommes parvenus. Ce peuvent être la méthode d'analyse qui a été développée et les résultats novateurs qu'elle a apportés ; les réponses (aux questions que nous nous posons au début de notre étude), complètes ou non, auxquelles nous avons pu parvenir ; ou encore les résultats qui vont à l'encontre de ceux présents dans la littérature. Le second élément qui conduit à imaginer les études à venir réside dans les limites des hypothèses sur lesquelles nous nous sommes appuyés ainsi que de la méthodologie que nous avons mise en œuvre. Enfin, le troisième élément qui pose les jalons de possibles travaux futurs naît des limites des jeux de données ou des simulations issues de modèles, que ce soit ceux que nous avons étudiés ou plus généralement ceux existant aujourd'hui. Ces trois éléments, pris isolément ou associés les uns aux autres, donnent à voir plusieurs perspectives.

L'analyse des données lidar de l'OHP gagnerait à être appliquée à des séries provenant d'autres stations lidar, afin d'étendre les résultats et éventuellement de renforcer notre

proposition d'explication des différences de tendances observées selon la longitude ou la latitude. La méthodologie développée pourrait notamment être avantageusement mise à profit si l'on disposait de stations situées à plus haute latitude et offrant une régularité temporelle suffisante pour que le traitement statistique sur lequel nous nous appuyons ait un sens. En cela, il serait souhaitable que le réseau NDACC se dote d'une (ou plusieurs) telle(s) station(s), ou rende possible une plus grande régularité des mesures de stations déjà en place. L'étude du modèle CMAM a elle aussi permis d'identifier des régions – de l'atmosphère et du monde – dont l'observation est particulièrement pertinente en ce qui concerne l'étude des échauffements stratosphériques. Des études concentrées sur ces régions pourraient amener de nouveaux résultats, notamment concernant la possibilité de prédire quel type d'échauffement aura lieu. Des stations de mesures installées dans ces zones du globe seraient à même de permettre de telles études.

Il serait en outre souhaitable de poursuivre l'étude exploratoire de sensibilité du modèle RACCORD que nous avons entamée. On pourrait par exemple déterminer de manière plus fine les conditions de déclenchement d'un échauffement stratosphérique en distinguant la zone de transition pour chaque paramètre de rappel, vers la météorologie et vers la climatologie. Par ailleurs, certaines questions sont restées sans réponses suffisantes : il s'agira notamment d'explorer davantage la dépendance temporelle de l'apparition d'un échauffement stratosphérique majeur. Ceci pourrait être entrepris dans le but de confirmer nos hypothèses concernant la période pré-échauffement déterminante quant au type d'échauffement à venir ainsi que le pic d'onde déclencheur de l'échauffement, et d'identifier avec une meilleure certitude le rôle joué par chacun des premiers modes des ondes planétaires. Cette étude pourrait éventuellement être conduite à l'aide de RACCORD, ou bien d'un autre modèle. Du reste, les tests de sensibilité que nous avons effectués constituent une solide base de départ d'investigations plus poussées, qui pourraient inclure une analyse du flux d'Eliassen-Palm ou des ondes de gravité.

Enfin, un autre aspect soulevé au cours de notre étude mérite réflexion : la méthodologie que nous avons développée semble moins performante pour distinguer certaines occurrences d'activité dynamique moins importantes que celle de la stratosphère hivernale, comme celle observée en été dans l'hémisphère sud ou comme certains phénomènes dynamiques de la mésosphère. Il serait souhaitable d'étudier plus avant cette question, ce qui pourrait mener à une amélioration de la méthodologie par une extension de sa représentativité à davantage de phénomènes. On peut également imaginer développer une ou plusieurs autres méthodes d'analyses qui seraient indépendantes de celle que nous avons détaillée ici mais qui seraient basées sur les mêmes hypothèses, ce qui permettrait de corroborer ces dernières.

Annexes

Annexe A. Détermination de la température de fond

On considère, à chaque niveau, la distribution des anomalies de températures pour une quinzaine de l'année (figure 2.4, paragraphe 2.3.1.1.). La distribution est ensuite approximée par une courbe représentant la somme de deux gaussiennes. Il est nécessaire de fournir au programme informatique d'approximation une estimation initiale de la valeur moyenne et de l'écart-type de chacune des deux gaussiennes. On teste 6 différents quadruplets de valeurs, déterminés de la façon suivante. On calcule tout d'abord une approximation gaussienne simple de la distribution, qui fournit une valeur moyenne T et un écart-type σ . Les 6 quadruplets que nous retenons sont les combinaisons possibles utilisant les valeurs moyennes $T-\sigma$, T et $T+\sigma$, et les valeurs d'écart type σ et $\sigma/2$. Ces quadruplets sont listés dans le tableau A.1 reproduit ci-dessous.

Tableau A.1 : Quadruplets de valeurs retenus pour l'estimation initiale fournie en entrée du programme d'approximation bi-gaussien.

Numéro du quadruplet	Première gaussienne		Deuxième gaussienne	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
1	$T-\sigma$	σ	T	$\sigma/2$
2	$T-\sigma$	$\sigma/2$	T	σ
3	$T-\sigma$	σ	$T+\sigma$	$\sigma/2$
4	$T-\sigma$	$\sigma/2$	$T+\sigma$	σ
5	T	σ	$T+\sigma$	$\sigma/2$
6	T	$\sigma/2$	$T+\sigma$	σ

Le plus souvent l'approximation bi-gaussienne obtenue est la même pour les 6 quadruplets. Lorsque ce n'est pas le cas (figure A.1), on retient la meilleure approximation, à savoir celle qui minimise l'écart avec la distribution (au sens de la méthode des moindres carrés).

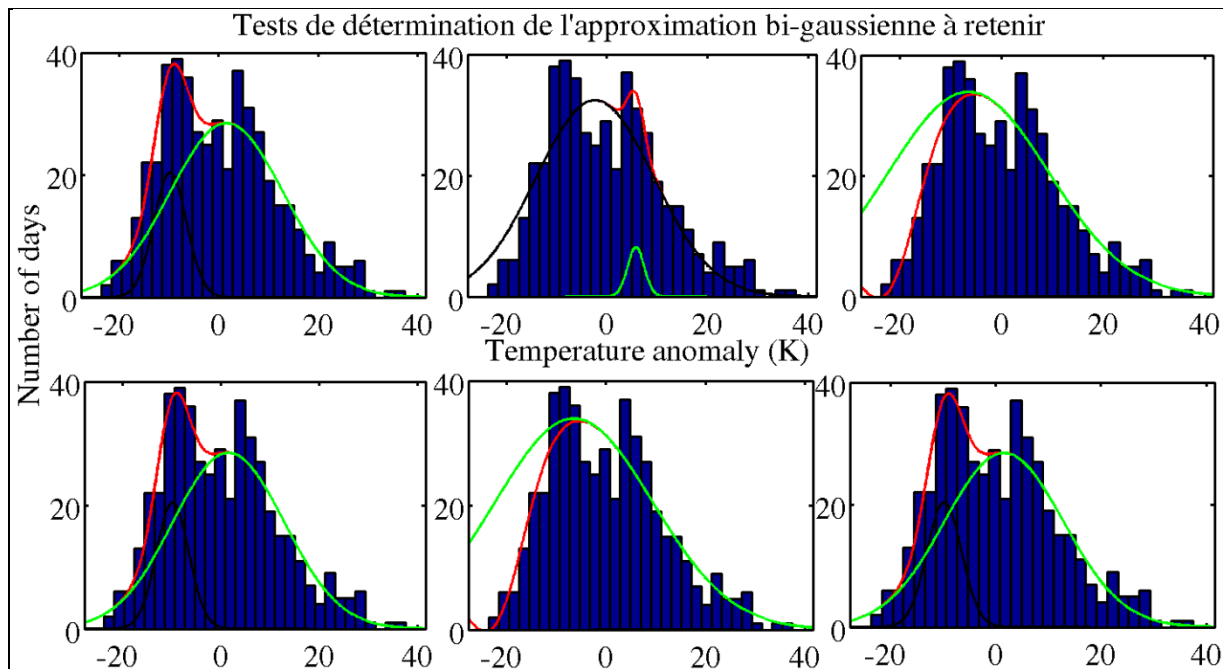


Figure A.1 : Tests de détermination de l'approximation bi-gaussienne pour la deuxième quinzaine de février, à 40 km. Dans le sens de lecture : quadruplet numéro 5, 6, 2, 4, 1 et 3. Trois tests donnent le même résultat, un test (quadruplet 6) donne un résultat différent, et deux tests sont à exclure car non-physiques. Le calcul des moindres carrés confirme que le résultat donné par les trois tests constitue la meilleure approximation.

La composante la plus importante (autrement dit celle qui concerne le plus grand nombre de jours, ou encore celle dont l'intégrale sous la courbe est plus grande) est identifiée comme la composante de fond.

Enfin, pour les périodes d'été, ou à faible altitude (notamment en-dessous de 20 km), l'intégrale de la composante principale de l'approximation bi-gaussienne est dans une très grande majorité des cas largement plus grande que l'intégrale de la seconde composante (la figure A.2 en donne un exemple).

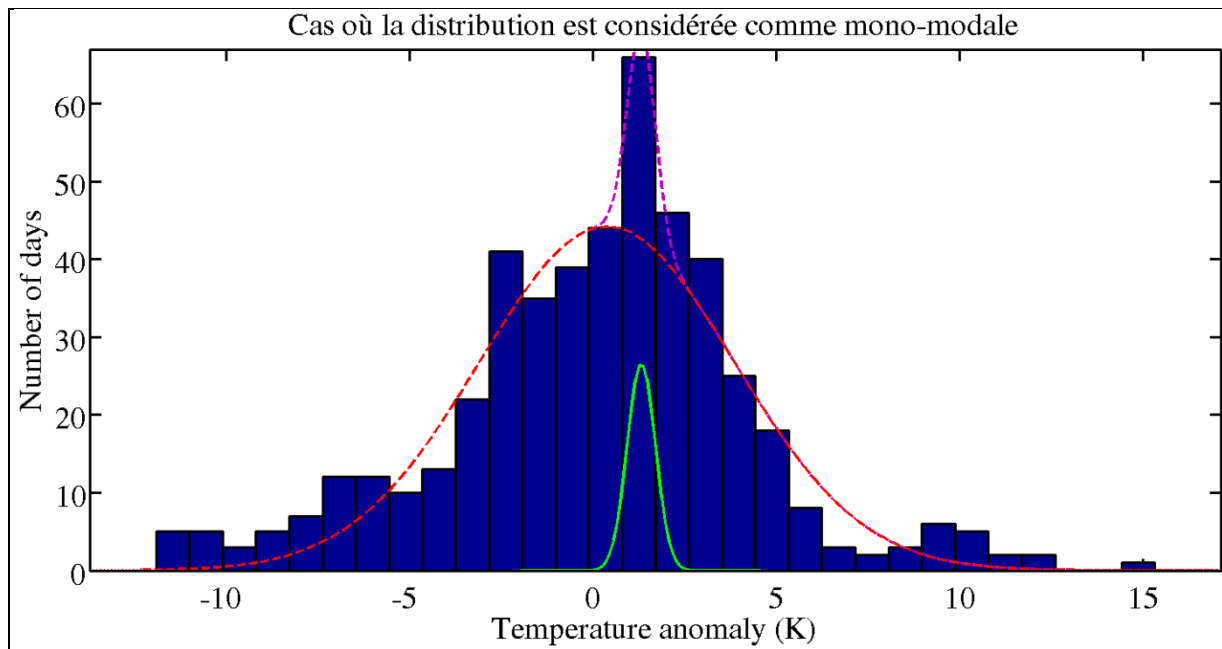


Figure A.2 : Approximation bi-gaussienne pour la deuxième quinzaine de mai à 40 km. La composante secondaire (vert) est 15 fois plus petite que l'approximation gaussienne simple (non montrée, mais elle est quasiment confondue avec la composante principale, en rouge).

Lorsque l'approximation gaussienne simple est au moins 15 fois plus importante que cette seconde composante, on considère que la distribution est mono-gaussienne : on retient alors les valeurs T et σ (valeurs qui sont – en toute logique – extrêmement proches de la moyenne et de l'écart-type de la composante principale de l'approximation bi-gaussienne).

Le schéma ci-dessous résume les différentes étapes du processus décrit dans l'annexe A.

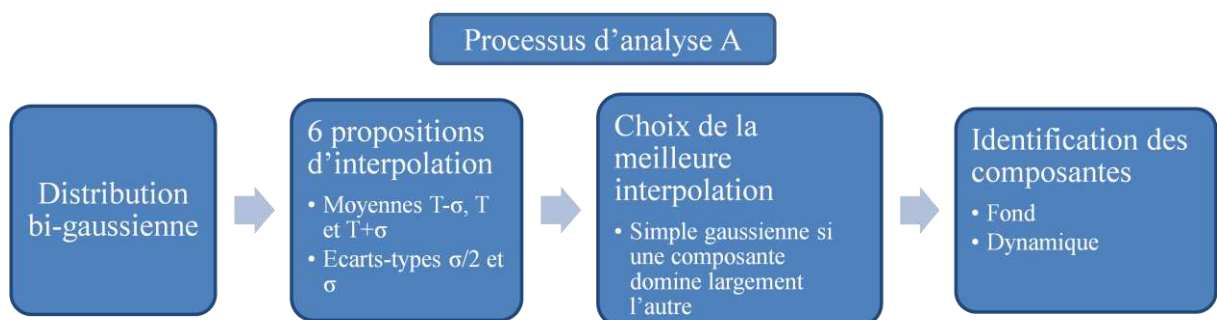


Figure A.3 : Schéma récapitulatif des différentes étapes de détermination de la température de fond.

Annexe B. Calcul et identification des paramètres saisonniers

On s'intéresse, à chaque niveau, à la distribution des anomalies de températures pour chaque hiver (figure 2.6, paragraphe 2.4.1.). On applique le protocole décrit dans l'annexe A pour en déterminer une approximation bi-gaussienne. On calcule ensuite la distance entre les deux gaussiennes (définie comme étant égale à la valeur absolue de la différence entre leurs moyennes) :

- si elle est plus grande que le plus petit des deux écarts-types, on considère que les deux composantes sont suffisamment éloignées pour être distinguées l'une de l'autre, et celle dont la moyenne est la plus proche de zéro est identifiée comme représentant la composante de fond (l'autre correspond donc à la composante dynamique) ;
- sinon, on identifie les deux composantes au moyen d'un critère basé, selon l'altitude, soit sur la taille relative des composantes soit sur leur position relative. Ce critère est décrit ci-dessous.

Le critère d'identification des composantes est déterminé, pour chaque altitude, grâce à l'analyse de la distribution « cumulée » des anomalies de températures lors de l'hiver, calculée en prenant en compte l'ensemble des données disponibles (soit, selon l'altitude, environ une trentaine d'hivers). La figure B.1 reproduite ci-dessous donne 3 exemples de telles distributions, à différentes altitudes.

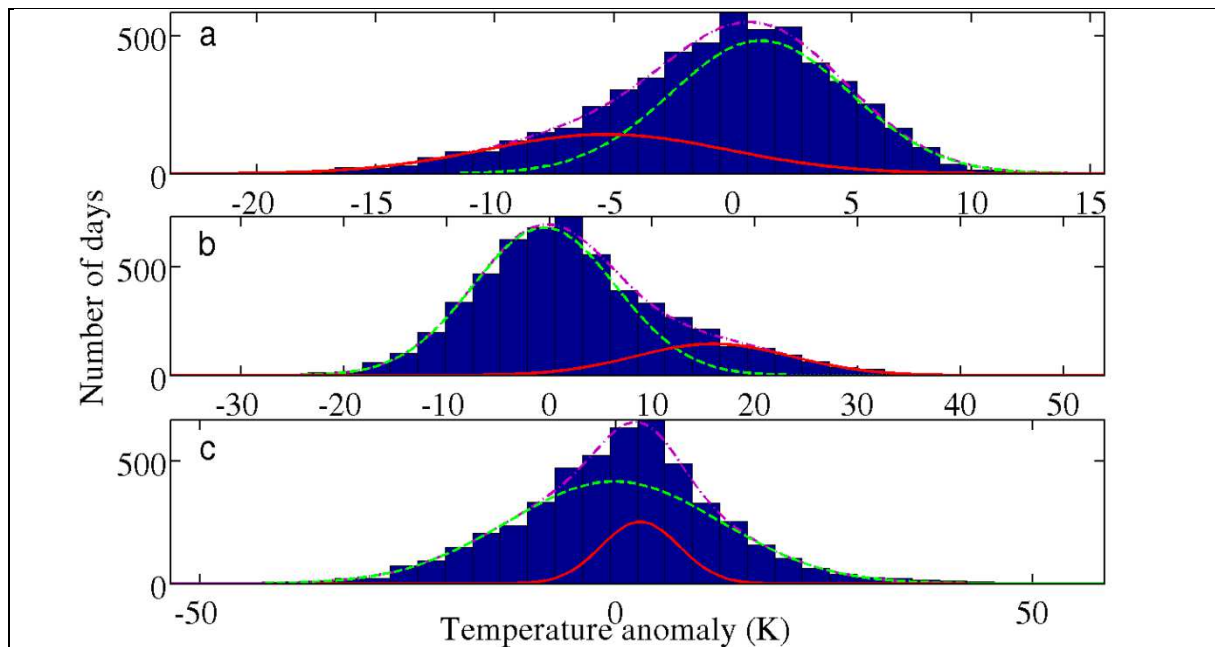


Figure B.1 : Distributions « cumulées » des anomalies de températures en hiver, calculées avec l'ensemble des données disponibles, à 5 km (a), 40 km (b) et 70 km (c). Pour chaque graphe, la courbe violette représente l'approximation bi-gaussienne, et les courbes verte et rouge représentent les composants monomodaux gaussiens, respectivement la contribution de fond et la contribution dynamique.

À chaque altitude, la méthodologie décrite dans l'annexe A est appliquée pour identifier les composantes de la distribution bi-gaussienne obtenue. Le critère est alors défini comme étant le paramètre – soit la position, soit la taille – qui permet la meilleure distinction entre les deux composantes gaussiennes. Pour déterminer le meilleur paramètre, on compare deux rapports de valeurs :

- le rapport de position, égal au rapport de la distance séparant les deux gaussiennes et du plus petit des deux écarts-types ;
- le rapport de taille, égal au rapport de l'intégrale de la composante la plus importante et de l'intégrale de l'autre composante.

Le plus grand des deux rapports détermine le critère retenu pour identifier les composantes des distributions pour un hiver (figure 2.6). Si c'est le critère de taille, alors la composante principale est identifiée comme la composante de fond (et l'autre composante représente donc la composante dynamique). Si c'est le critère de position, on regarde la distribution pour tous les hivers (figure B.1) pour déterminer les positions relatives des composantes de fond et dynamique, et on identifie alors les composantes de la distribution pour un hiver de telle sorte que ces positions relatives soient respectées.

Le schéma ci-dessous résume les différentes étapes du processus décrit dans l'annexe B.

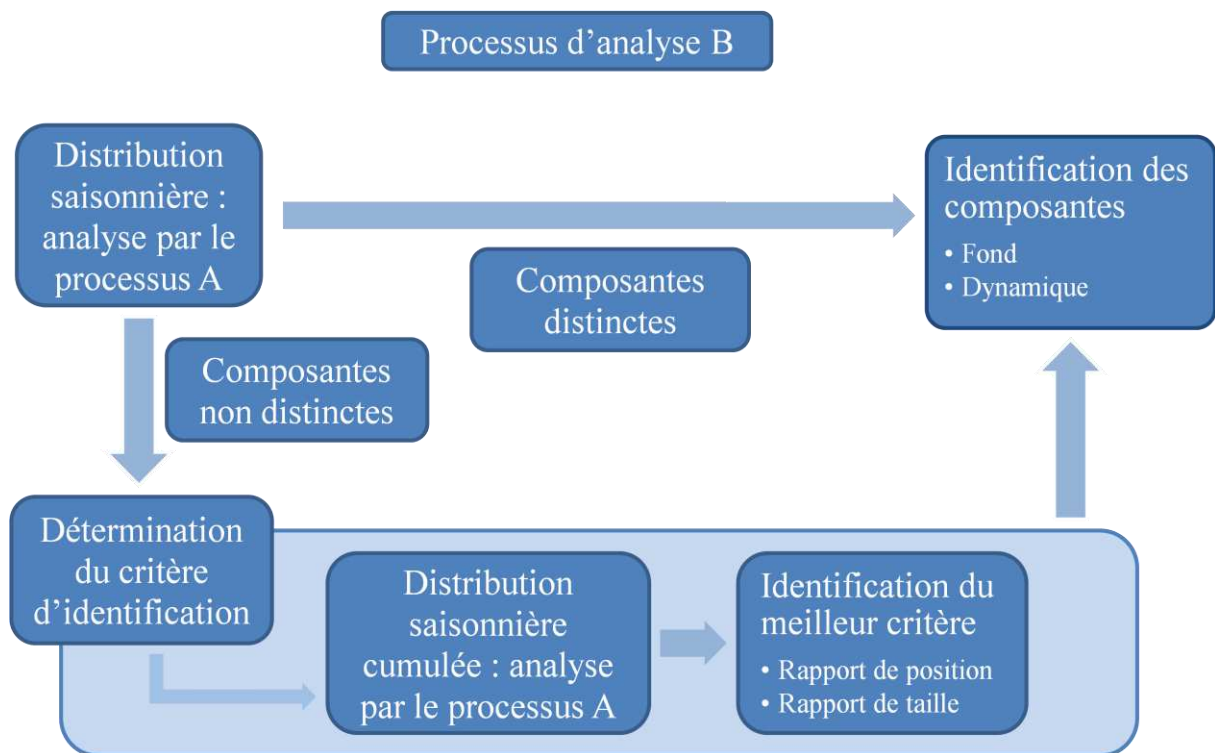


Figure B.2 : Schéma récapitulatif des différentes étapes de détermination et d'identification des composantes des distributions bi-gaussiennes. Le processus d'analyse A correspond à celui décrit dans l'annexe A (figure A.1).

Annexe C. Figures additionnelles du paragraphe 4.4.3.

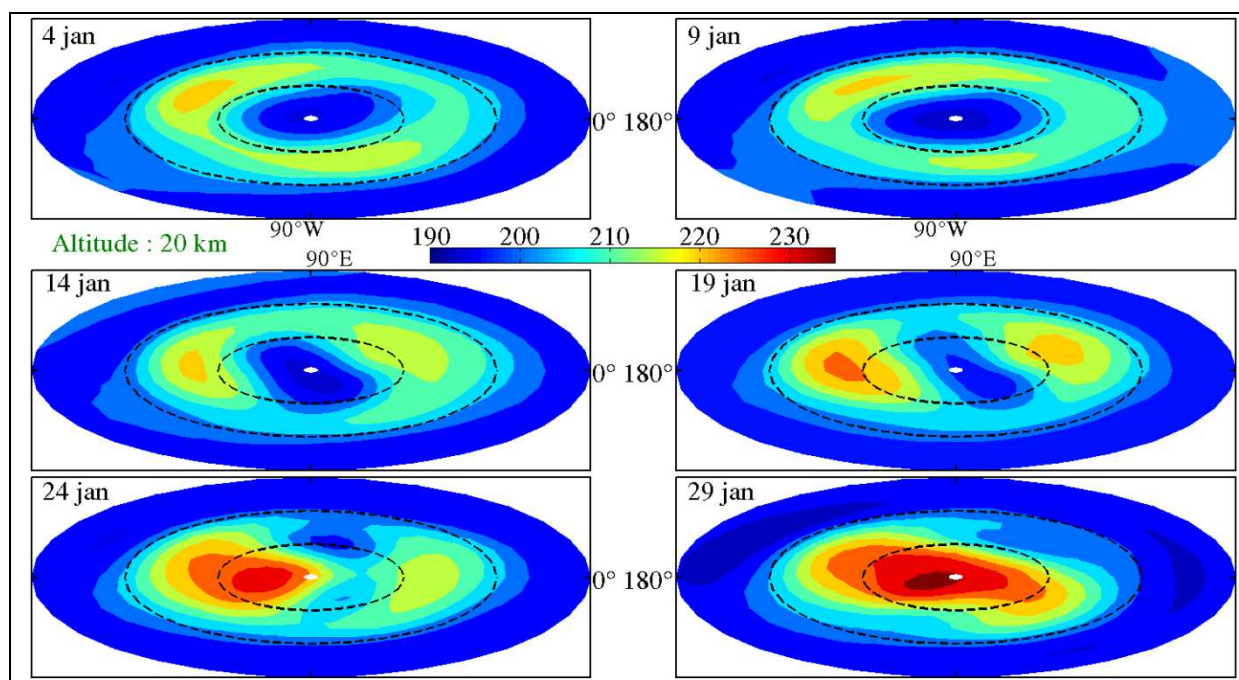


Figure C.1 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas météorologique : le rappel vers la climatologie est divisé par 20 et celui vers la météorologie est maintenu à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 250 hPa.

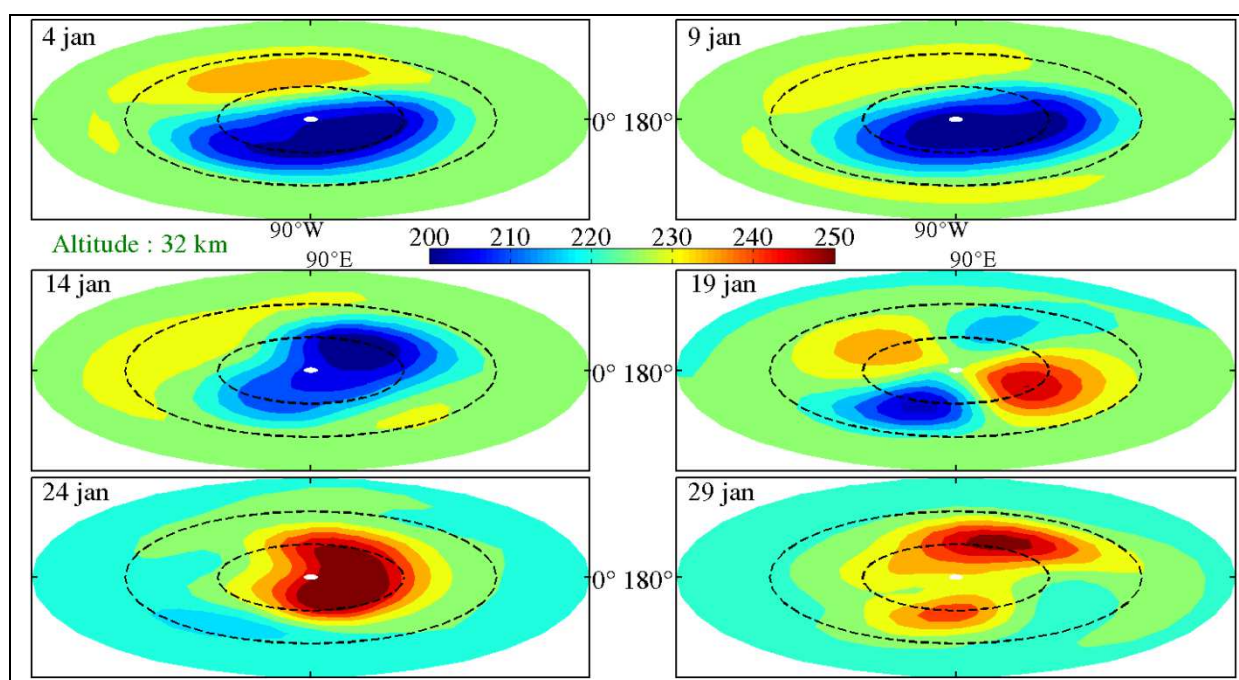


Figure C.2 : Température de l'hémisphère nord à 32 km au mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas météorologique : le rappel vers la climatologie est divisé par 20 et celui vers la météorologie est maintenu à sa valeur par défaut.

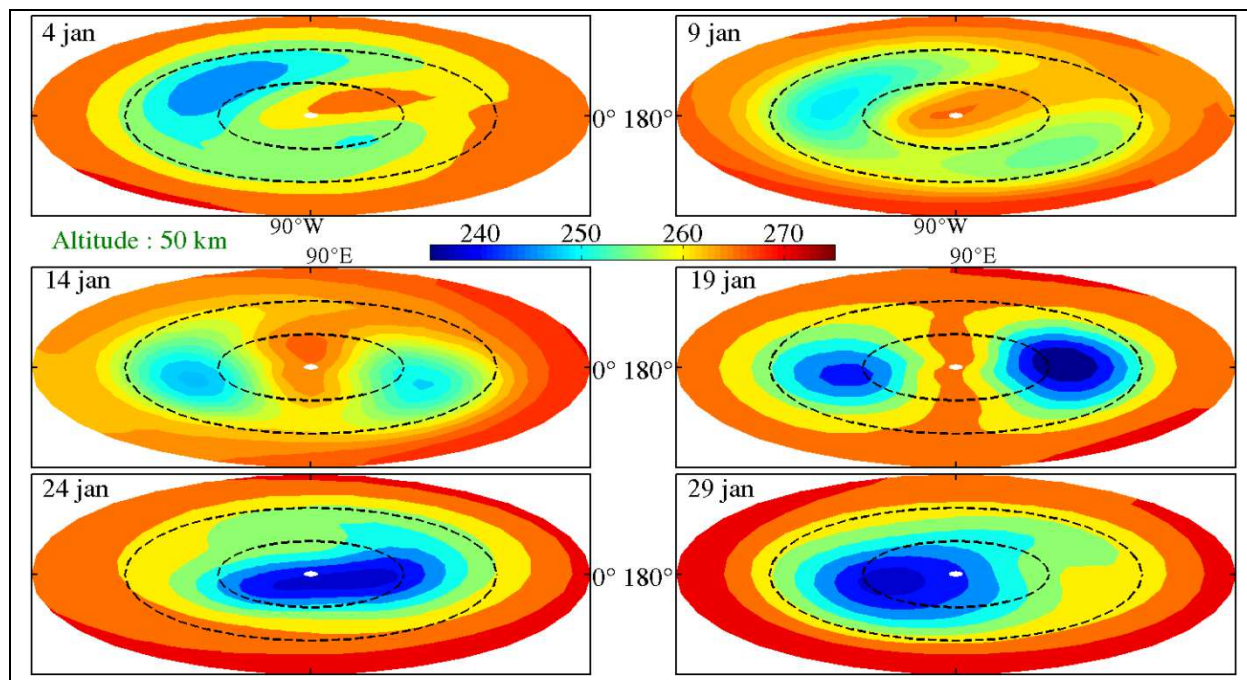


Figure C.3 : Température de l'hémisphère nord à 50 km au mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas météorologique : le rappel vers la climatologie est divisé par 20 et celui vers la météorologie est maintenu à sa valeur par défaut.

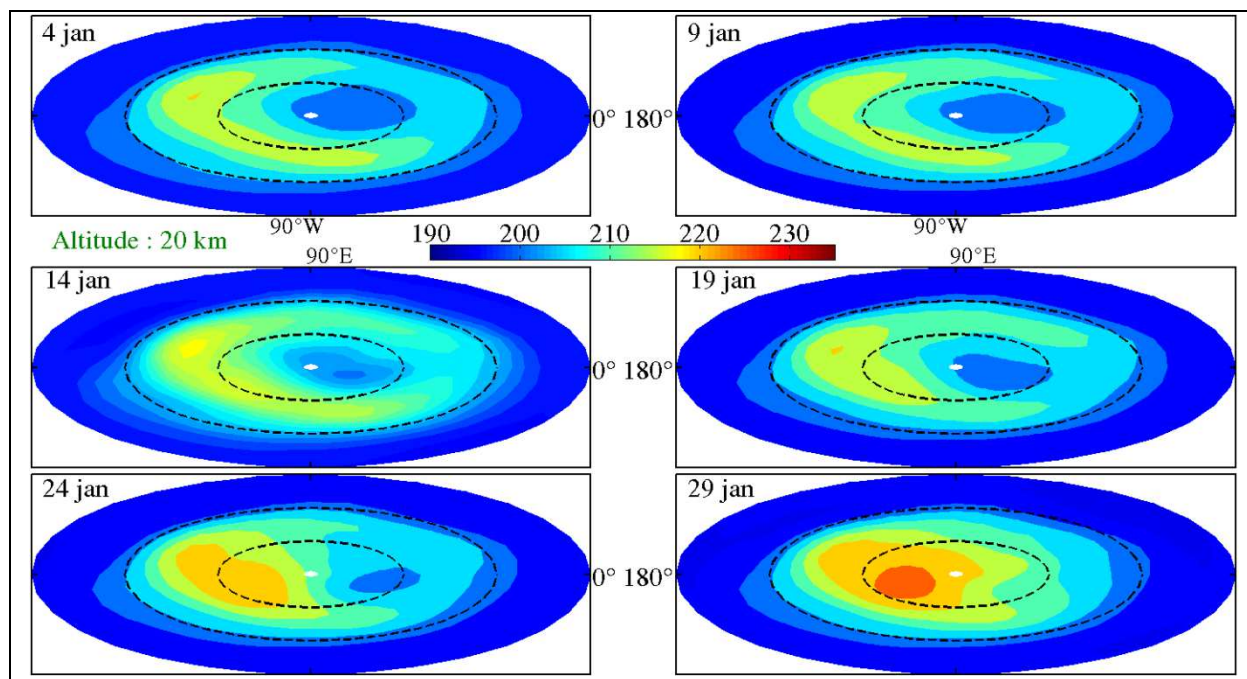


Figure C.4 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas climatologique : le rappel vers la météorologie est divisé par 20 et celui vers la climatologie est maintenu à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 250 hPa.

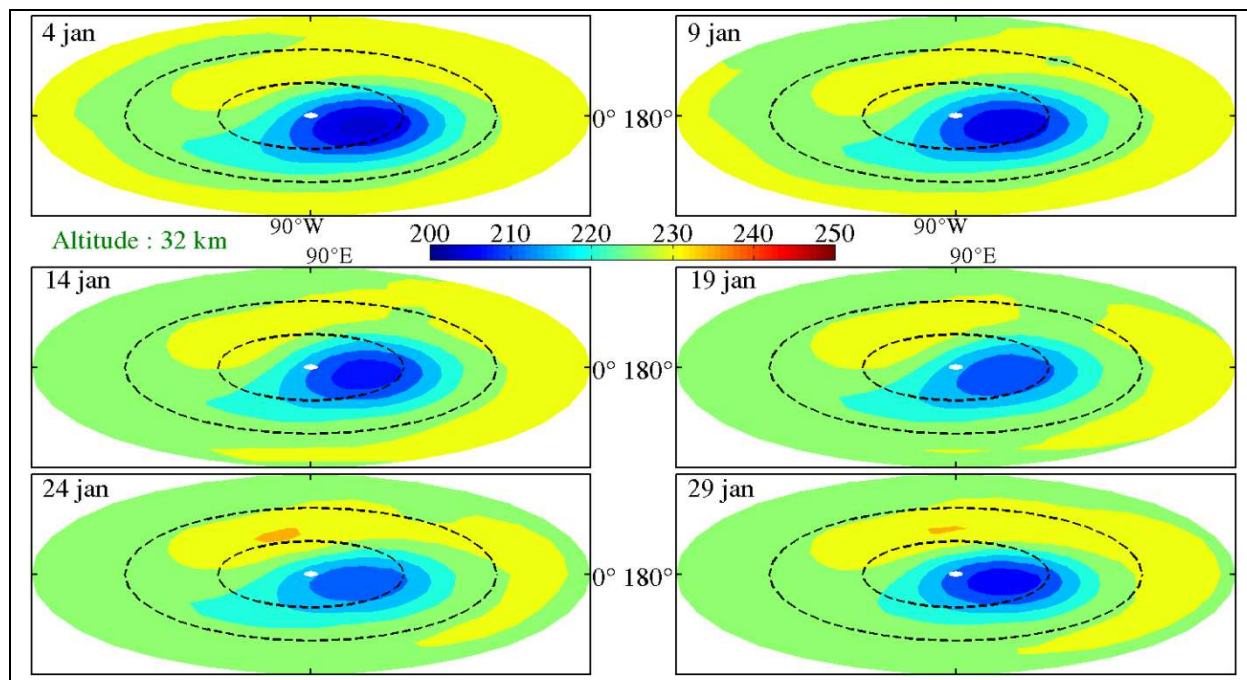


Figure C.5 : Température de l'hémisphère nord à 32 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas climatologique : le rappel vers la météorologie est divisé par 20 et celui vers la climatologie est maintenu à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 250 hPa.

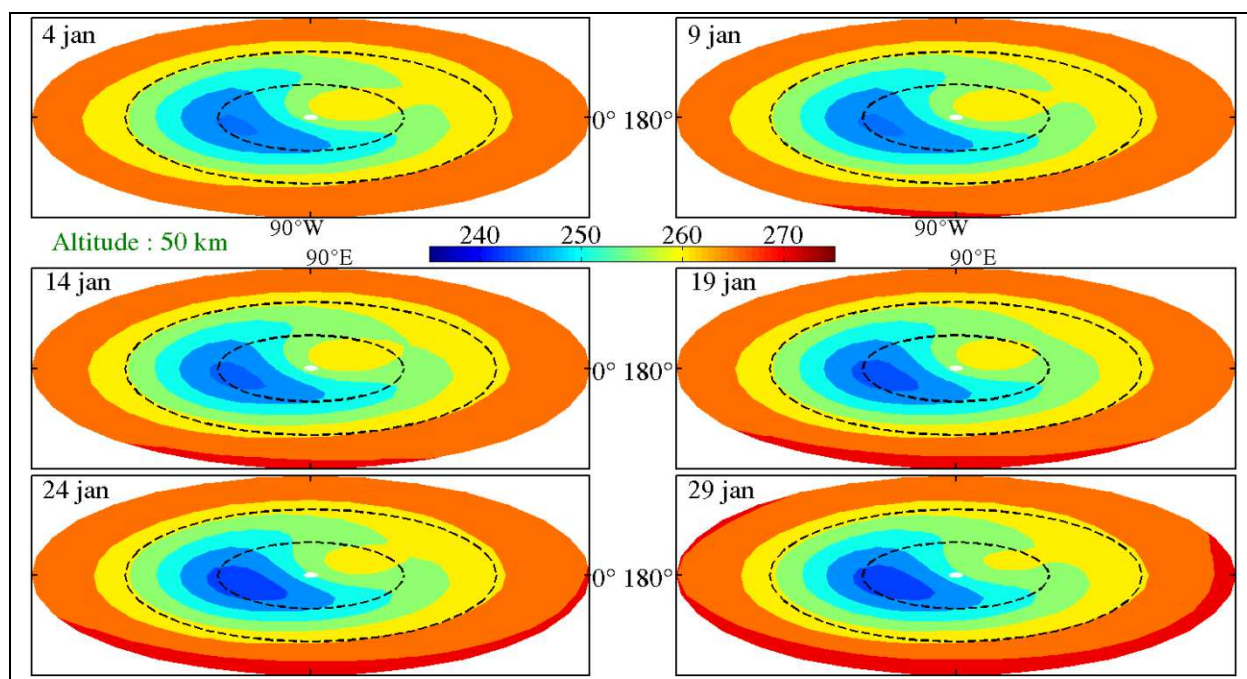


Figure C.6 : Température de l'hémisphère nord à 50 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation correspond au cas climatologique : le rappel vers la météorologie est divisé par 20 et celui vers la climatologie est maintenu à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 250 hPa.

Annexe D. Figures additionnelles du paragraphe 4.5.

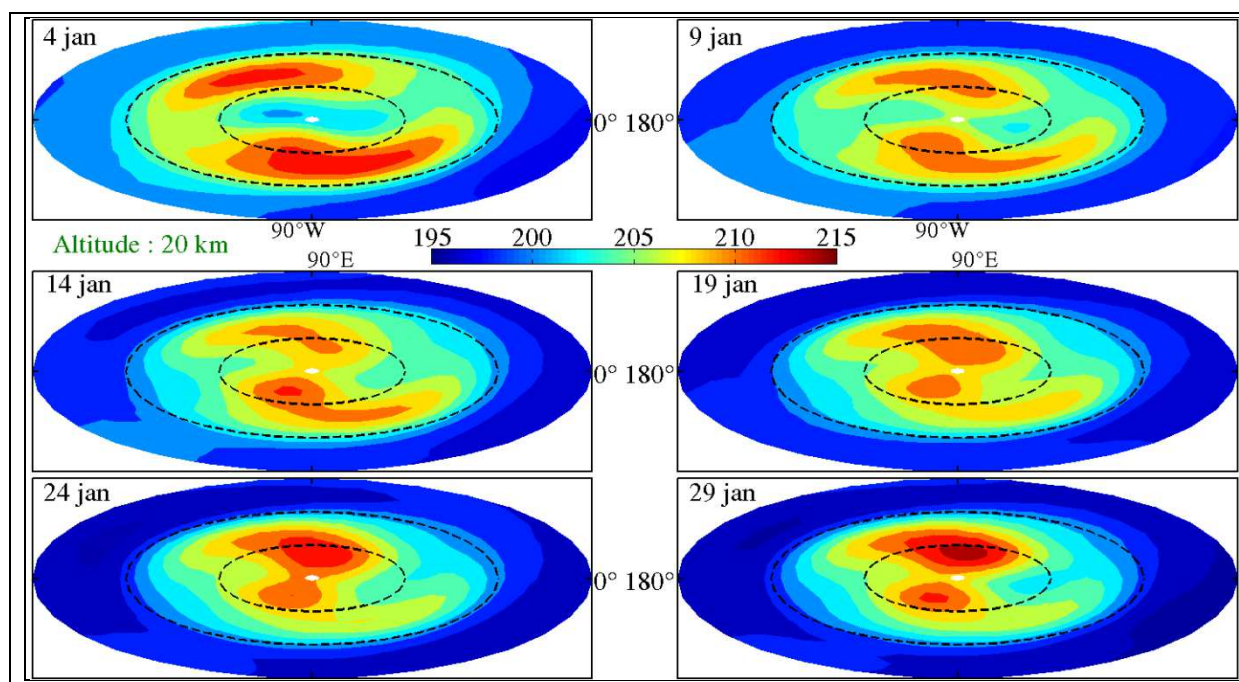


Figure D.1 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée en divisant l'amplitude de l'onde 1 d'un facteur 10 et en conservant celle de l'onde 2 à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

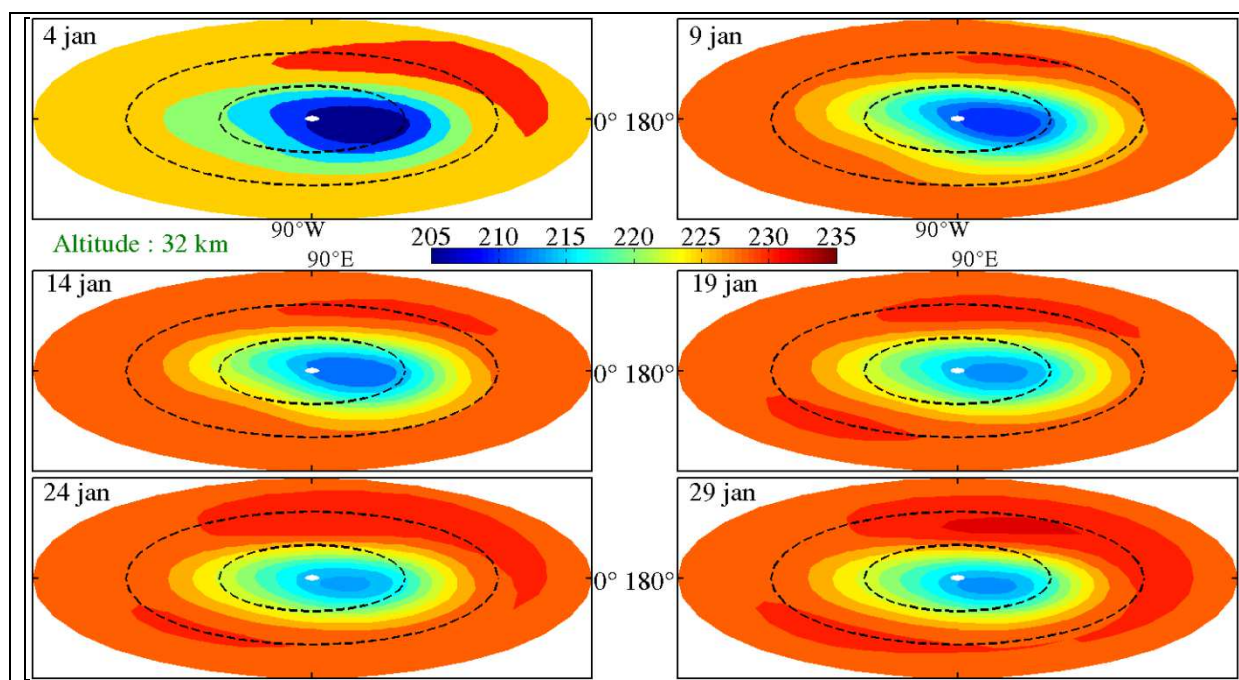


Figure D.2 : Température de l'hémisphère nord à 32 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée en divisant l'amplitude de l'onde 1 d'un facteur 10 et en conservant celle de l'onde 2 à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

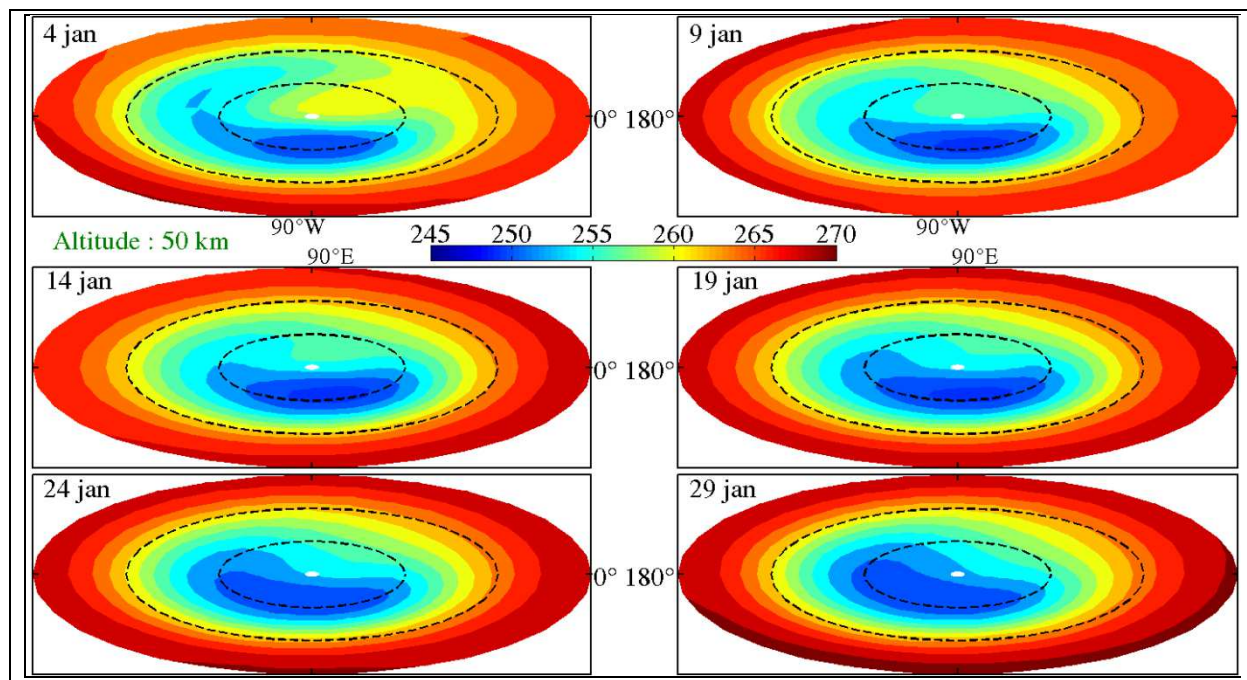


Figure D.3 : Température de l'hémisphère nord à 50 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée en divisant l'amplitude de l'onde 1 d'un facteur 10 et en conservant celle de l'onde 2 à sa valeur par défaut. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

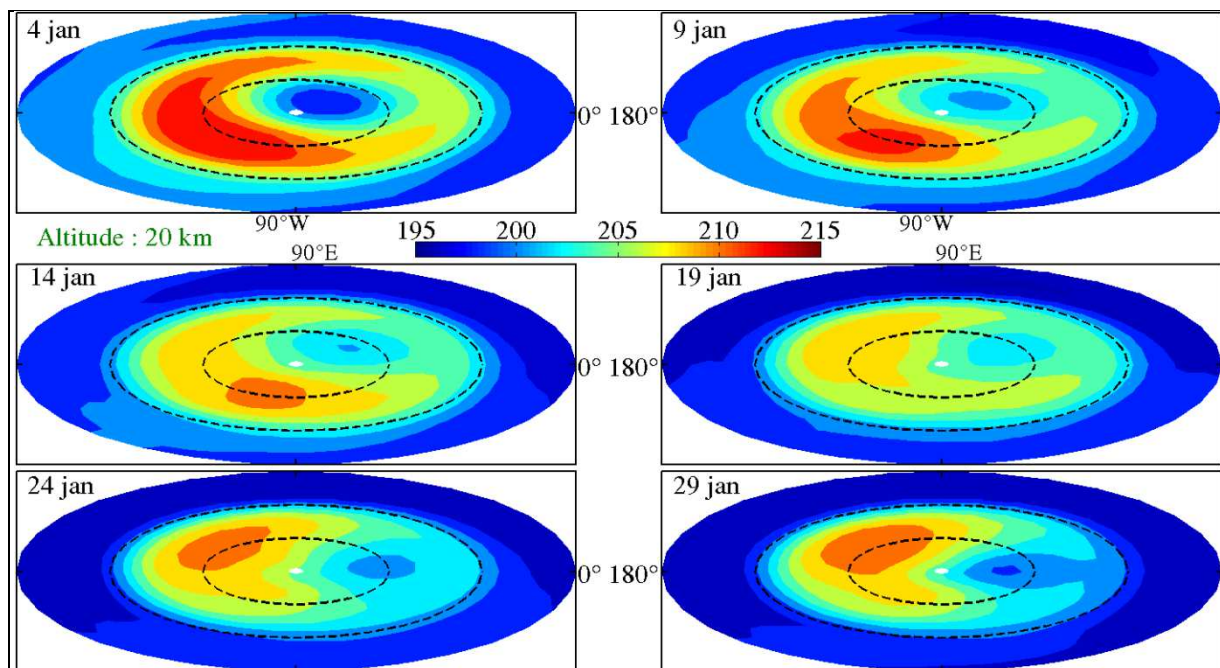


Figure D.4 : Température de l'hémisphère nord à 20 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée conservant l'amplitude de l'onde 1 à sa valeur par défaut et en divisant celle de l'onde 2 d'un facteur 10. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

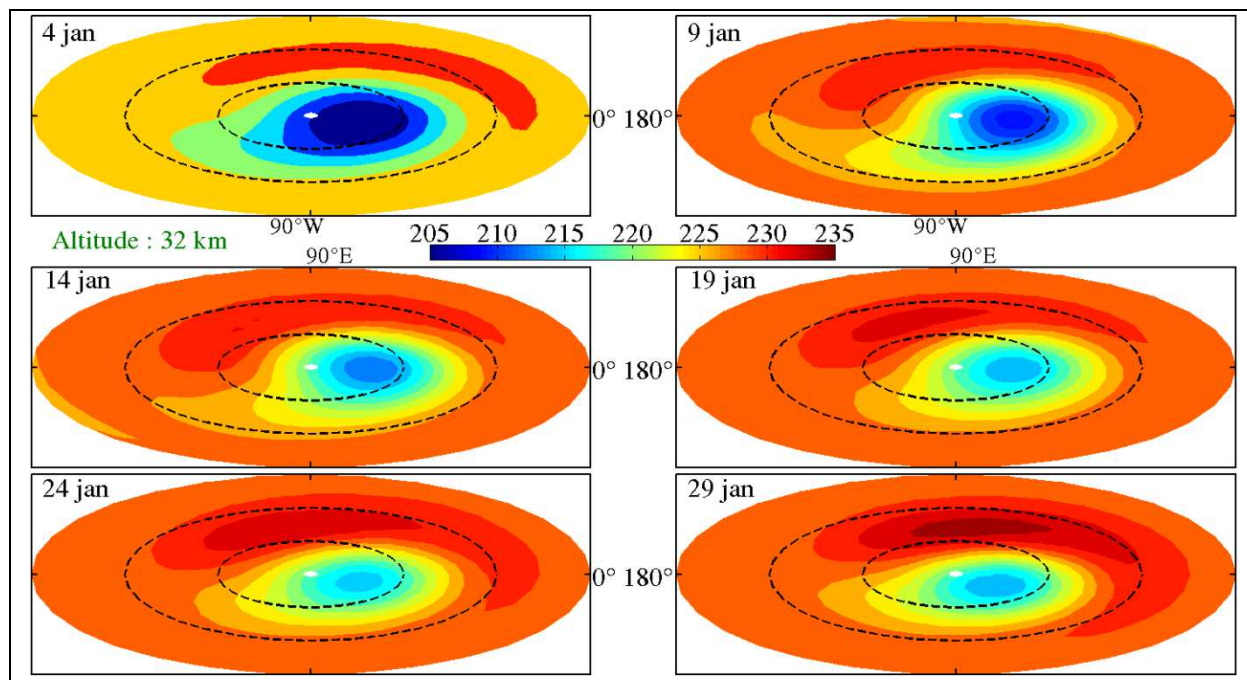


Figure D.5 : Température de l'hémisphère nord à 32 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée conservant l'amplitude de l'onde 1 à sa valeur par défaut et en divisant celle de l'onde 2 d'un facteur 10. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

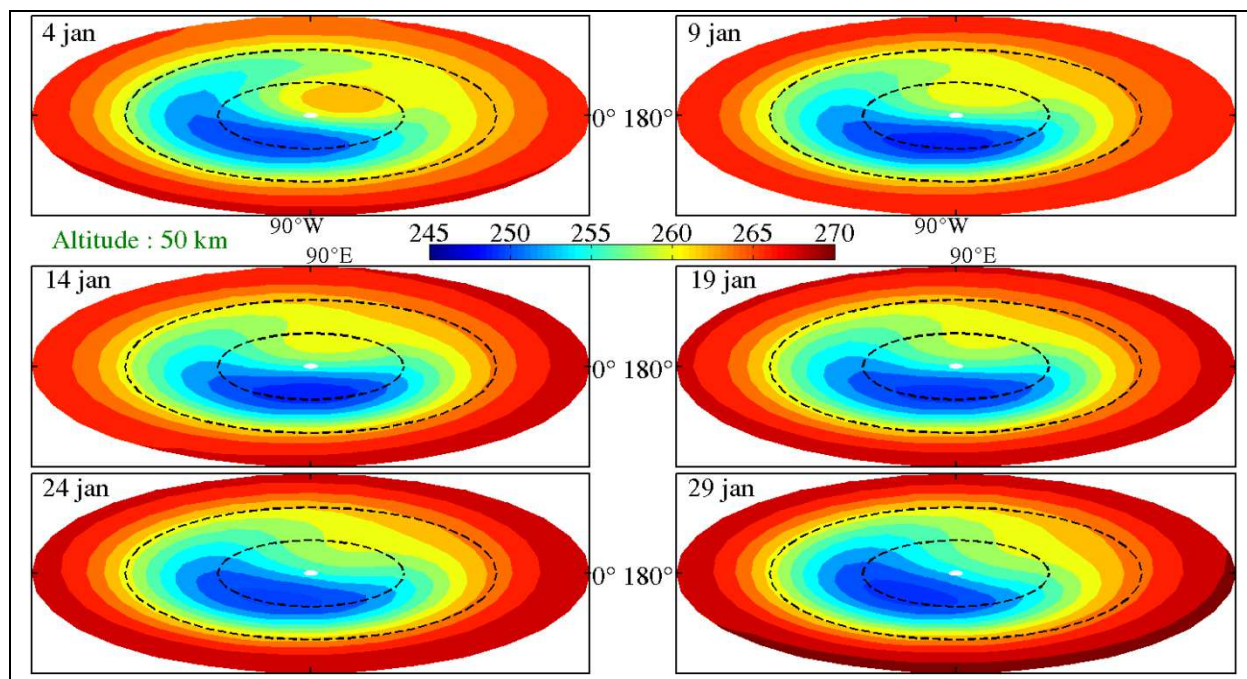


Figure D.6 : Température de l'hémisphère nord à 50 km pour 6 journées du mois de janvier 2009. La simulation est calculée conservant l'amplitude de l'onde 1 à sa valeur par défaut et en divisant celle de l'onde 2 d'un facteur 10. Le niveau de forçage est à 150 hPa.

Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N)

Guillaume Angot,¹ Philippe Keckhut,¹ Alain Hauchecorne,¹ and Chantal Claud²

Received 15 February 2012; revised 19 September 2012; accepted 21 September 2012; published 1 November 2012.

[1] This study describes a method to calculate long-term temperature trends, as an alternative to the ones based on monthly mean temperatures, which are highly impacted by the high winter variability partially due to wave-mean flow interactions like Sudden Stratospheric Warmings (SSW). This method avoids the strong influence of SSWs and provides “background” temperature trend estimates which are in better agreement with expected direct radiative effects. The data set used results from lidar measurements – performed above southern France continuously since late 1978 – combined with radiosonde profiles. With this new methodology, the long-term trends during winter at 40 km shows a larger cooling per decade (-2 ± 0.4 K) than when the mean temperature is used (-0.4 ± 0.4 K). The background temperature trend is closer to the summer trend estimates which are similar whatever the temperature proxy used, due to the absence of SSWs (-2.9 ± 0.3 K per decade with the mean-based method and -3.4 ± 0.3 K per decade with the background-based calculation). Based on this background temperature, composite evolutions of winter anomalies for both vortex-displacement and vortex-splitting major SSWs have been displayed: in both cases the largest warming occurs at the time of the SSW in the upper stratosphere, with mean amplitudes of more than 10 K. A warm signal in the upper mesosphere could suggest a potential precursory role of gravity waves. Displacement-type events present an 18-day periodicity, which is a clear sign of the wave number one Rossby wave. Colder tropospheric temperatures are noticed before and during the SSW, and warmer ones after the event, with a stronger signal for split-type events.

Citation: Angot, G., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and C. Claud (2012), Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N), *J. Geophys. Res.*, 117, D21102, doi:10.1029/2012JD017631.

1. Introduction

[2] The middle atmosphere is expected to continuously cool due to the increase of greenhouse gases [Rind *et al.*, 1998]. Without any strong political regulation process, the cooling rate should persist except if the natural sinks of carbon dioxide (ocean and biosphere) evolve. Stratospheric ozone decrease has led to an additional cooling in the upper stratosphere [Hare *et al.*, 2004; Cagnazzo *et al.*, 2006]. The induced cooling rate is expected to be roughly of the same

¹Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR 8190, Institut Pierre-Simon Laplace, Université Versailles-Saint Quentin, Guyancourt, France.

²Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL, CNRS, UMR 8539, École Polytechnique, Palaiseau, France.

Corresponding author: G. Angot, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR8190, Institut Pierre-Simon Laplace, Université Versailles-Saint Quentin, Quartier des Garennes, 11 Boulevard D'Alembert, FR-78280 Guyancourt, France. (guillaume.angot@latmos.ipsl.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0148-0227/12/2012JD017631

order of magnitude than the cooling due to greenhouse gases (respectively -1.3 K per decade and -1.2 K per decade). However, the temperature change due to global ozone depletion is probably close to its maximum due to the reduction of ozone depleting substances.

[3] Long-term temperature trends based on monthly mean temperatures have been estimated with different data sets retrieved from ground-based instruments (radiosondes, rockets, lidars), meteorological satellites and analyses, showing coolings differing in magnitude. Besides, these estimations suffer from instrumental drifts, discontinuities and spatiotemporal sampling [Ramaswamy *et al.*, 2001; Beig *et al.*, 2003; Randel *et al.*, 2009]. While long-term trends were focused on monthly mean temperatures' changes, temperature variability can be large, mainly in winter. Therefore the mean quantity appears to be a poor proxy when data length is short. As pointed out by Nishizawa and Yoden [2005], uncertainty on trend estimates is also increased by periodic external forcings with long periods, such as the 11-year solar cycle; intermittent external forcings with long intervals, such as major explosive volcanic eruptions; or sudden level shifts of data quality, such

as changes in instruments. Multiregression analyses have been utilized to take into account the natural superimposed variability, however they still exhibit a lot of uncertainties [Weatherhead *et al.*, 1998; Kerzenmacher *et al.*, 2006] when variability is large and not normally distributed, and when proxies are nonlinearly related to investigated series. Spurious trend estimates can then be derived and enhanced due to different time sampling [Funatsu *et al.*, 2008]. Regional variability further complicates the determination of trends, as shown by Funatsu *et al.* [2011]. Nishizawa and Yoden [2005] show that more detailed distribution analyses could improve trend estimates and are helpful to separate the different causes of variability. It is particularly applicable when threshold mechanisms are concerned like polar clouds formation [David *et al.*, 2009], or with the occurrence of extreme or rare events.

[4] Middle atmosphere temperature variability is also driven by dynamics. During winter, midlatitudes and high-latitudes are affected by sudden stratospheric warmings (SSWs) [Labitzke, 1972; O'Neill, 2003] due to wave-mean flow interactions that decelerate the fast eastward jet stream which characterizes the polar vortex. As a consequence, the vortex is distorted from its polar-centered position (forced by radiative processes) and very large increases in temperature (10 K to 60 K) can be observed over several weeks [von Zahn *et al.*, 1998] when the vortex breaks down. An associated cooling is also noticed in the mesosphere [Cho *et al.*, 2004; Keckhut *et al.*, 2011]. The stratospheric jet reversal allows more eastward-propagating gravity waves into the mesosphere, which leads to a strong feedback in the mesosphere [Liu and Roble, 2002; Hoffmann *et al.*, 2007]. While these effects are simulated with numerical models [Matsuno, 1971; Hauchecorne and Chanin, 1988], the exact conditions of their occurrence are not obvious and are still difficult to predict. Anomalies in the Arctic Oscillation seem to be induced by the stratosphere first [Thompson and Wallace, 1998], with a time lag of several weeks [Baldwin and Dunkerton, 2001]. Even if the exact processes are not precisely known, these studies suggest a role of the stratosphere on climate.

[5] SSWs happen when the eastward mean flow of the polar stratosphere interacts with upward propagating planetary waves, consisting primarily of zonal wave numbers 1 and 2 [Matsuno, 1971; Andrews *et al.*, 1987]. Atmospheric gravity waves may also play a role in the appearance of SSWs when they propagate into the stratosphere thanks to variations of the tropopause jet during instabilities in the upper troposphere [Flury *et al.*, 2010]. SSWs are the largest stratospheric perturbations and explain the majority of the stratosphere's inter-annual variability; therefore their occurrence is an important issue for climate research. Their evolution was arbitrarily characterized according to their intensity, and partitioned as major or minor warming depending whether the zonal wind decrease at 60°N was sufficient to make the wind reverse [Labitzke, 1981]. Charlton and Polvani [2007] suggest a classification regarding the impact on vortex dynamics: vortex-displacement and vortex-splitting events. Even more recently, investigations continue [Matthewman *et al.*, 2009] on the 3D evolution: they establish that both types of warming events exhibit repeatable behaviors and characteristics, and they show that useful composite evolutions can be built for comparisons with numerical model evaluations.

[6] Temperature lidar measurements performed above southern France since late 1978 have been used extensively to derive vertical profiles of temperature trends [Hauchecorne *et al.*, 1991; Keckhut *et al.*, 1995, 2011] based on standard regression analyses of monthly mean temperature. These observations performed in the frame of the NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) have been complemented with additional stations at different locations [Li *et al.*, 2011] and satellite instrument drift evaluations [Keckhut *et al.*, 2011]. Continuous lidar measurements have also been used to report temperature evolutions during SSWs in the stratosphere and mesosphere [Hauchecorne and Chanin, 1983]. However, to our knowledge, statistical analyses of winter evolution according to stratospheric warmings have never been performed on long data sets, and the contribution of such events on trend estimates has never been assessed.

[7] This study aims to estimate long-term temperature evolutions with a different method than the ones based on monthly mean temperatures, so as to provide trend estimates in better agreement with direct radiative effects. With more representative estimates of the background temperature and a multidecadal lidar data set, anomalies associated with stratospheric warmings are better quantified and composite evolutions of stratospheric warmings can be derived up to the mesopause, complementing previous works on the characterization of the time evolution of such phenomena.

[8] The present paper is structured as follows. Section 2 gives details about the lidar data set. In section 3, we explain the concept of “background temperature,” in contrast to mean temperature, and we describe how to retrieve it. In section 4, trends based on this new estimate are derived and compared with similar estimates on mean temperatures. Section 5 provides composite evolutions of the temperature during SSWs. Finally, a discussion of the results and conclusions are presented in section 6.

2. Data Description

[9] The temperature time series used in this study results from lidar measurements performed continuously at Haute-Provence Observatory above southern France (HPO: 44°N, 6°E), from October 1978 to December 2009. This constitutes the longest lidar temperature series. The measurements are performed in the frame of the NDACC network since 1991, archived by the ETHER French Atmospheric Chemistry Group (<http://www.ether.ipsl.fr>) at the NDACC database hosted by NOAA, and available publicly at <http://www.ndacc.org>. Temperature profiles are deduced using Rayleigh scattering [Hauchecorne and Chanin, 1980]. Initially, the vertical resolution was 300 m, and it has been improved to 75 m since 1994. In order to perform climatology analyses, data are smoothed similarly and vertically with a 3 km running Hanning window. Time integrations are typically between 2 and 3 h but could vary from 1 h to 12 h and profiles reach maximum altitudes between 75 km and 90 km. The statistical accuracy is smaller than 1 K below 70 km, and then it increases with altitude. Systematic bias can occur around 30 km and above 70 km [Keckhut *et al.*, 1993], however cross-validation performed within NDACC with a mobile system [Singh *et al.*, 1996], or with satellites as geographical transfer [Wild *et al.*, 1995], as well as algorithm inter-comparisons [Leblanc *et al.*, 1998] do not reveal strong

Table 1. Category of the Winters for the Period 1985–2009

Winter	Category
1985–1986	Without major SSW
1986–1987	With major SSW
1987–1988	With major SSW
1988–1989	Without major SSW
1989–1990	Without major SSW
1990–1991	Without major SSW
1991–1992	Without major SSW
1992–1993	Without major SSW
1993–1994	Winter excluded
1994–1995	Without major SSW
1995–1996	Without major SSW
1996–1997	Without major SSW
1997–1998	Without major SSW
1998–1999	With major SSW
1999–2000	With major SSW
2000–2001	With major SSW
2001–2002	Winter excluded
2002–2003	With major SSW
2003–2004	Winter excluded
2004–2005	Without major SSW
2005–2006	With major SSW
2006–2007	Winter excluded
2007–2008	With major SSW
2008–2009	With major SSW

bias [Keckhut *et al.*, 2004] except during major volcanic eruptions when aerosols reach in some cases altitudes above 30 km [Keckhut *et al.*, 2005]. These data are removed and temperature above 90 km is not considered.

[10] Temperature profiles are extended downward using radiosondes performed at Nîmes (located 60 km east of HPO). Radiosondes are launched by the French weather service, Météo-France, twice a day: at noon and midnight. The successive radiosonde models used were: the MESURAL sonde (from 1978 to 1981), then VAISALA models (RS80 until summer 2001, RS90 until summer 2005 and RS92), and finally they were replaced in mid-2007 by the MODEM M2K2DC. Concerning the period 2001–2009, the maximum altitude reached by the radiosondes averages 24.5 km, and the mean number of missing data is 11.5 days per year. The inaccuracy of radiosondes measurements comes from both errors in determining the altitude from the pressure and in the temperature measurement itself [Keckhut *et al.*, 1993]. Both errors account for 1 K to 3 K maximum at 30 km. However, the measurement accuracy has increased to 0.2 K since 2005 when a GPS system was implemented to determine the altitude of the radiosonde balloon. Overall, comparisons between lidar and such radiosondes measurements with the altitude monitored show close concordance (around 30 km) with a difference of never more than 1 K. Jeannot *et al.* [2008] listed different radiosonde comparisons from simultaneous measurements. The nighttime temperature bias at 10 hPa improves from a little bit more than 4 K in 1984 to less than 2 K since 2001, and the random errors for the same measurements decrease from 2 K in 1984 to less than 0.5 K since 1993. Other reports (Vaisala white paper, Vaisala radiosonde RS92 performance in the WMO intercomparison of high quality radiosonde systems, 2011) confirm that recent instruments enable nighttime measurements with accuracies as low as 0.3

K below 16 km and 0.6 K above. Radiosonde temperatures at 00 UTC are merged with lidar data using a linear interpolation.

[11] There are 3678 lidar profiles available (with a vertical resolution of 3 km) covering more than 31 years from late 1978 to 2009, which corresponds to almost one day out of three. Monthly number of days of measurements is illustrated and studied by Keckhut *et al.* [2011]. Mean lag of missing data is 2.1 days (it is reduced to 1.7 days if we exclude the 19 periods when the measurements were stopped for more than 40 days due to instrumental failures or stand-by of operations), with a pseudo standard deviation of 7.1 days (3.5 days when not considering the 19 gaps mentioned above). Overall data quality is better in recent years than in earlier ones. Indeed, measurements have been performed more often and more regularly: 8 of the 19 biggest gaps happened before 1981. Moreover, thanks to laser power increase, the measurements were progressively extended to the 90 km level: the first profiles, obtained in late October 1978, reached 61 km, and 63 km within a fortnight, while level 67 km was met the last day of the year. After two years, the measurements could go up to 76 km (late January 1981). Six month later, level 84 km was reached, then one more year was needed for the measurements to go up to 89 km (in May 1982), and finally level 90 km was first met in late December 1983. Besides, the measurement error has been reduced throughout the years thanks to increasing instrument quality and better understanding of the error sources [Keckhut *et al.*, 1993].

[12] A linear extrapolation has been carried out so as to get daily values from the measurements. The biggest gaps are avoided in the study either because they happen in the summer or, when necessary, with the exclusion of specific winters from the calculations (see Table 1).

[13] Though Haute-Provence Observatory is a midlatitude station, it allows the study of polar vortex disturbances. Indeed, the polar night jet can be encountered as low as 40°N. Moreover, the polar vortex does not stay strictly vertical, but rather can be highly distorted, especially during important dynamical events such as displacement-type SSWs. Then, the lower part of the vortex (below 30 km) is usually shifted toward Europe, while the higher part is located in a more western region, as can be seen in the maps provided by MIMOSA (<http://ether.ipsl.jussieu.fr/etherTypo/index.php?id=1283&L=1>). This is corroborated by Godin *et al.* [2002] who study ozone concentrations over Haute-Provence Observatory and show vortex excursions happen above the station.

3. The Background Temperature Annual Cycle

3.1. Temperature Climatology

[14] The annual evolution of the temperature at 40 km (calculated with a “standard” moving average; see Figure 1) shows a strong annual cycle ranging from 243 K in November to 258 K in June, while at 65 km there is also a semiannual signature (the minimum value is in late December at 223 K and the maximum is reached in November at 239 K). An anti-correlation between the two evolutions is visible during the winter period. The semiannual signature concerns the higher altitudes, and appears around 55 km. These evolutions could be approximated by sinusoidal functions [She *et al.*, 1995; Leblanc *et al.*, 1998].

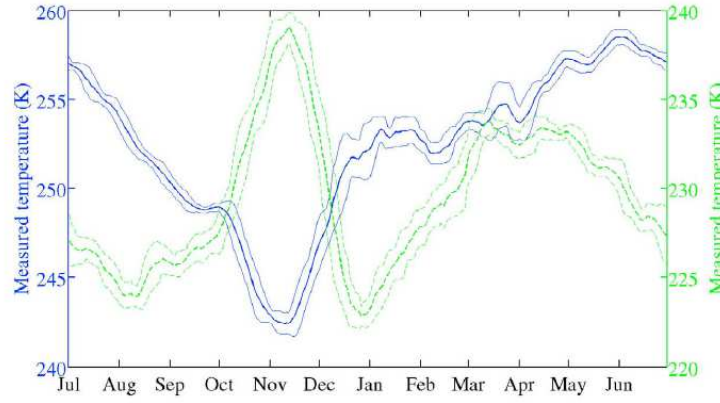


Figure 1. Moving average over 15 days of the mean annual temperature cycle calculated over the three decades covered by the measurements (1979 – 2009). Level 40 km (blue solid line) and 65 km (green dashed line). Thin lines represent plus and minus one standard deviation (from average) plots.

However, in winter two factors perturb the evolution at 40 km. First, the variability is greater than in summer (the mean standard deviation for winter is 1.0 K, whereas it is 0.5 K for summer) as pointed out by *Hauchecorne et al.* [1991]; second, the temperature is warmer than the expected annual sine curve. These are clear signatures of strong dynamical events occurring in winter at midlatitudes and high-latitudes, such as SSWs.

[15] The distributions of temperature anomalies using all the data (around 30 years) sampled into fifteen-day periods (1st half of January, 2nd half of January, 1st half of February, etc.) show (Figure 2) simple-bell-shaped or double-bell-shaped curves. Double-bell shapes are observed in winter periods, which are affected by reinforced dynamical perturbations. The second, warmer bell curve is related to the winter warmings noticed above. Therefore, in winter the mean temperature is not linked to a single physical phenomenon: the

statistical distributions rather suggest that two populations of temperatures have to be distinguished. The first one corresponds to the background temperature associated with radiative processes and any other continuous dynamical contributions; the second one results from strong dynamical events like stratospheric warmings (the method used to both determine and identify the Gaussians is explained in Appendix A). Note that major SSWs (see Table 2 for a list of their dates) temperatures almost always fall within the latter Gaussian. This reinforces our hypothesis that the distribution analysis presented in this paper is a good method for extracting the background temperature distribution. In one case, the increase of temperature resulting from the SSW appears in the data four days after the event: this can be interpreted as the warming being not yet located above the station at the time of the event (especially since this is a displacement event).

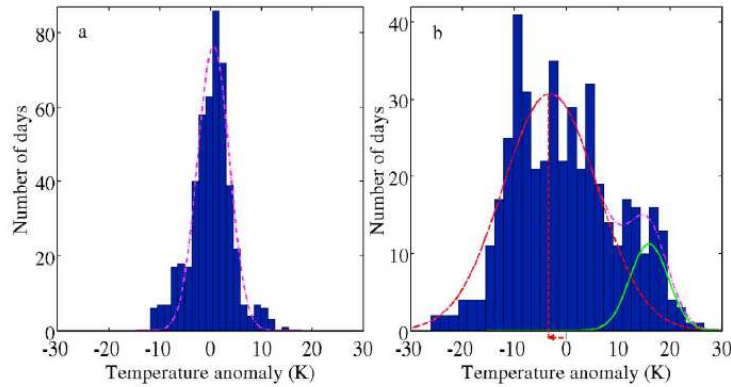


Figure 2. Temperature anomalies distributions at 40 km during (a) the second half of May and (b) the first half of February. Here, temperature anomalies are defined as the difference between the measurements and the “standard” annual temperature cycle seen in Figure 1. The data considered spans over 31 years, from 1979 to 2009. Magenta dash-dotted lines show simple or double Gaussian fit of the distributions. In the latter case, red-dashed and green-solid Gaussian curves represent the individual components of the fit. The red arrow highlights the temperature anomaly (here -3.2 K) used in a calculation presented below (see Figure 3).

Table 2. Dates and Types (D for Displacement and S for Split) of the Major SSWs Considered in This Study

Date	Type
4 Dec 1981	D
1 Jan 1985	S
23 Jan 1987	D
7 Dec 1987	S
14 Mar 1988	S
15 Dec 1998	D
26 Feb 1999	S
20 Mar 2000	D
11 Feb 2001	S
18 Jan 2003	S
21 Jan 2006	D
22 Feb 2008	D
24 Jan 2009	S

[16] These observations indicate that a method based on the most probable value should provide a better estimation of the temperature associated with direct radiative effect than methods relying upon mean temperatures.

[17] For summer periods or at lower altitudes, where the variability is smaller, the distribution is mono-modal and its shape looks more like a Gaussian curve (see Appendix A).

[18] Resulting from the analysis of the temperature anomalies described previously, a new method for investigating long-term changes is put forward. It is based on the following main hypothesis: the measured temperature is the sum of two components: (1) a temperature linked to events which represent a background state, and (2) a contribution related to events associated with large dynamical disturbances. From now on, this contribution is named “temperature anomaly,” or just “anomaly.”

$$T_{\text{measured}} = T_{\text{background}} + T_{\text{anomaly}} \quad (1)$$

The background temperature corresponds to the temperature resulting from the equilibrium state of the atmosphere, mainly driven by direct radiative forcings and the mean composition, with a standard background dynamical activity

from gravity waves and planetary waves. Therefore, the background temperature depends on parameters such as sun activity [Keckhut *et al.*, 2005; Dunkerton *et al.*, 1998], greenhouse gases concentration [Rind *et al.*, 1998], stratospheric ozone and aerosol loading for the lower stratosphere. In our study the background temperature annual cycle is the same for all years. The temperature anomaly is defined as the difference between the measured temperature and the background one. It is linked to reinforced dynamical activity, such as the breaking of planetary waves, leading to sudden stratospheric warmings. But the temperature anomaly also depends on greenhouse gases concentrations, as their increase has consequences on the middle atmosphere’s dynamics, in particular on SSWs.

3.2. Extraction of the Background Temperature

[19] The methodology to retrieve the background temperature is based on the distributions of the temperature anomalies – described in the previous section (3.1) – for 24 fifteen-days intervals evenly distributed throughout the year. Reinforced dynamical activity occurs for the most part in winter, and tends to warm up the atmosphere [Andrews *et al.*, 1987]. Therefore, the background temperature of the 15-days period studied corresponds to (the abscissa of) the peak of the background Gaussian curve (as identified using the methodology described in Appendix A). (Note that in order to calculate the actual background temperature, we add the mean temperature of the 15-day interval to the appropriate Gaussian peak.) This method leads to 24 values, which we fit by a sine curve (or the sum of two sine curves) to retrieve the background temperature.

[20] The effect of winter warmings on measured temperatures clearly appears when comparing the background temperature to the “standard” moving average annual cycle at level 40 km (Figure 3). When the sum of two sine curves (one annual and one semiannual) is used to fit the data, we notice that the semiannual component is no more negligible above 55 km. The annual cycle amplitude is quite stable around 6 K from 30 km to 50 km; then reaches a minimum of 1.5 K at 65 km; and finally rises up to 15 K at 80 km. These results are in good agreement with the ones provided

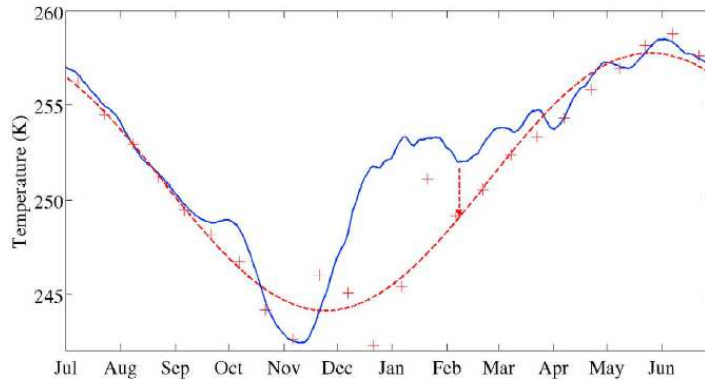


Figure 3. Background temperature (red dashed line) and “standard” annual cycle (blue solid line) based on mean temperatures at 40 km. The red crosses represent the 24 values calculated to determine the background temperature. The red arrow indicates how the temperature anomaly calculated in Figure 2 is used to place the cross.

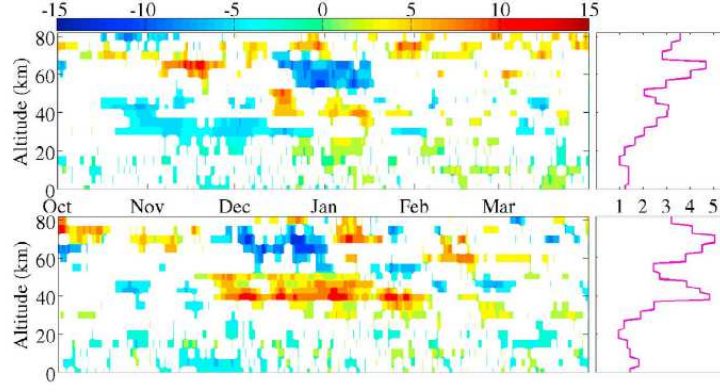


Figure 4. Mean temperature anomaly evolution (in K) from October 1st to April 1st for years (top) without and (bottom) with major SSW. Altitude spans from ground level to 82 km. The magenta profiles show the mean temperature variability (for the same altitude range). Top and bottom plots share the same abscissas.

by *She et al.* [1995]. Moreover, the annual phase is in June at 30 km and 50 km, in May at 40 km, and in January above 65 km. Concerning the semiannual amplitude, it reaches its maximum at 65 km and its minimum at 75 km. As reported by *Leblanc et al.* [1998], the semiannual component is weaker than the annual component, except at the altitude of annual phase inversion (65 km).

[21] Therefore, the modelization proposed for the background temperature is a sinusoidal one below 55 km:

$$T_{background} = T_{mean} + \Delta T_{annual} \cdot \sin(2\pi j/366 + \varphi_0) \quad (2)$$

where ΔT_{annual} is the temperature amplitude of the seasonal cycle, j represents the day of the year, and φ_0 is the initial phase. Above 55 km, the background temperature is assumed to result from the sum of two sine curves with periods of one year and six months:

$$T_{background} = T_{mean} + \Delta T_{annual} \cdot \sin(2\pi j/366 + \varphi_{0,annual}) + \Delta T_{semi-annual} \cdot \sin(2\pi j/183 + \varphi_{0,semi-annual}) \quad (3)$$

4. Trend Estimates

4.1. Winter Anomalies Evolution

[22] To estimate the anomaly amplitudes during winters, the sinusoidal background temperature annual cycle from equations (2) and (3) has been subtracted. Then mean time evolution is calculated by averaging several winters according to the time of the warming, to identify the systematic features that can be associated with stratospheric warmings.

[23] The mean anomaly is calculated over the period extending from winter 1985–1986 to winter 2008–2009. The older data were not selected because of the quality and time sampling improving with time, as described in section 2. Starting in 1986 allows to both avoid the first years of relatively poor quality data and keep enough winter periods to perform the calculation of the mean temperature and to feature a strong climatologic meaning.

[24] To be able to clearly identify effects associated with stratospheric warmings, winters were partitioned according to the occurrence of such events. Table 1 gives information about the category in which each winter of this period falls into, according to the presence of a major SSW (as described by *Charlton and Polvani* [2007]) and to the data quality, which a few times was too poor and led to the exclusion of the associated winter of the calculations. The study is limited to major events because they are the only ones that can really be characterized with a quantitative proxy from horizontal meteorological fields [*Labitzke*, 1981]. The 24 winters are distributed as follows: nine presented a major SSW, eleven did not, and four are excluded.

[25] The mean evolutions of temperature anomalies for winter periods (October to March) with and without major SSW exhibit similarities, but also some differences (Figure 4). The variability along the winter is also calculated at each altitude level. From this point forward, the variability profile of winters without major SSW is chosen as a reference to estimate the significance of temperature anomalies: any temperature anomaly above this threshold is taken into account whereas lower anomalies are considered as nonsignificant, and thus are not shown. As already stated, the anomalies are calculated thanks to a comparison to the sinusoidal background temperature annual cycle from equations (2) and (3), which is the reference in this study.

[26] Both time evolutions show the same general pattern with time and altitude. This is not fully surprising as SSWs occur each winter, and only a few of these events are big enough to be qualified as major. Therefore, the effects of pronounced minor warmings are visible in both panels of Figure 4. This general pattern is characterized by warm anomalies which appear at 70–80 km in the first half of October; at 40–50 km, from early December to early February; and at 75–80 km in December and January. Regions of cold anomalies associated with the warm periods can be pointed out, in particular at level 60–70 km in December and early January. Another cold anomaly descends from the lower mesosphere (55–65 km) in early October to the level 25–35 km in December. At 55–60 km a region of small variability is noted. Overall, the evolution is

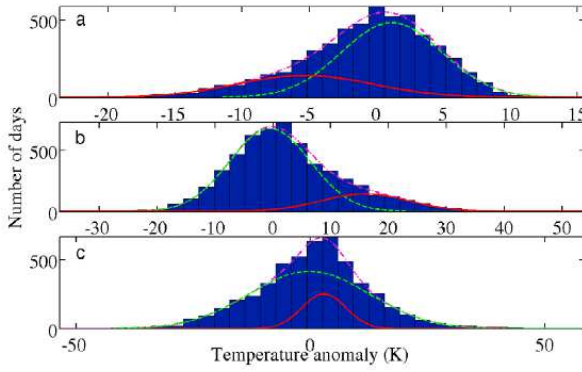


Figure 5. Winter temperature anomalies distributions at (a) 5 km, (b) 40 km and (c) 70 km. The data considered spans over 31 years, from 1979 to 2009. Magenta dash-dotted lines show the fit of the distributions. Green-dashed and red-solid Gaussian curves represent individual components of the fit.

characterized by a strong anti-correlation between levels 40 km and 65 km, for both winter types. This has already been noticed in previous studies, and recently clearly established on this data set through an EOF analysis [Keckhut *et al.*, 2011]. The main warming pointed out at 40 km from December to February corresponds to the period when stratospheric warmings happen the most frequently. The apparent propagation of the warming, experienced for both winter types, may probably be associated with a mean deceleration of the vortex starting in the upper mesosphere.

[27] The differences between the two plots lie mainly in the intensity of the temperature anomalies described above, but also in some anomalies present in one diagram and not in the other, as well as in anomalies slightly in advance or occurring higher in one plot compared to the other. Anomalies intensity is generally larger for winters with major SSW. In December the temperature anomalies reach +10 K to +15 K at 40–50 km and –10 K to –15 K at 60–70 km whereas the similar anomalies for winters without major SSW are +3 K to +8 K and –6 K to –11 K. The main warm

anomaly at 40 km also lasts longer for winters with major SSW, starting as early as late November and ending only in February. However, the warming at 65 km in November is more pronounced for winters without major SSW. Besides, the following cooling around the same altitude occurs 15 days later than for winters with major SSW. Concerning these winters, the troposphere levels reveal a cold anomaly (up to –5 K) extending from mid-November to mid-December followed by a warm anomaly; whereas there is no specific signal for winters without major SSW.

4.2. Inter-annual Evolution

[28] The distribution of winter anomalies for the whole time series shows (Figure 5) different patterns depending on altitude. This reminds what was pointed out when looking at the winter anomalies evolution: the consequences of the occurrence of dynamical events vary with altitude.

[29] We now focus on the distribution of winter anomalies for each specific winter. Based on the mean distributions (Figure 5), we know that bimodal distributions can be expected. Using the methodology described in Appendix B, it is possible to identify the Gaussian, therefore to determine the abscissas of their peaks, which are called background contribution and dynamical contribution. Once again (see section 3.1), the SSWs almost always fall within the dynamical Gaussian.

[30] Trend estimates for these parameters are calculated using a linear fit of the parameters. The calculation of these trends is done over a three-decade period, from 1980 to 2009. Some years are excluded (depending on altitude) to avoid the perturbations caused by stratospheric aerosols, up to several months or even one or two years after the eruptions of El Chichon (April 82) and Pinatubo (June 91).

[31] At 40 km (Figure 6), the mean temperature decreases slightly over time (-0.4 ± 0.4 K per decade), as already calculated with standard multiregression analyses [Hauchecorne *et al.*, 1991; Keckhut *et al.*, 1995], while the background temperature's decrease is significantly greater (-2 ± 0.4 K per decade).

[32] Repeating these calculations at each altitude, it is now possible to compare the trend profiles of the background and the mean temperature for winter and summer periods

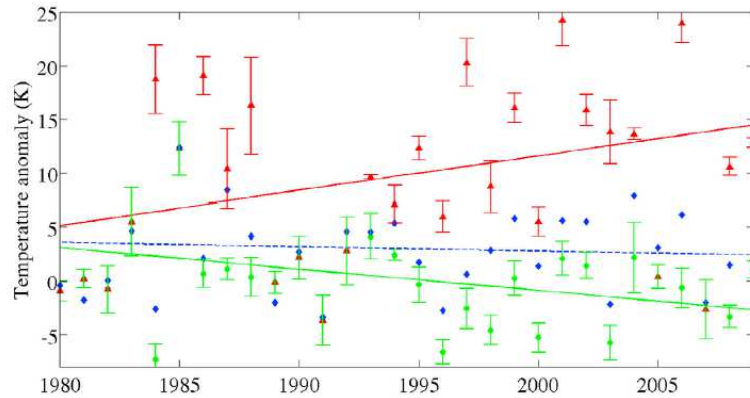


Figure 6. Linear winter trend estimates at 40 km: background contribution (green line and circles), dynamical contribution (red line and triangles) and mean anomaly (blue dashed line and diamonds). Dots represent the values calculated for each winter, and lines show the linear fits (some winters are excluded for trend calculation). Error bars are added for background and dynamical contributions.

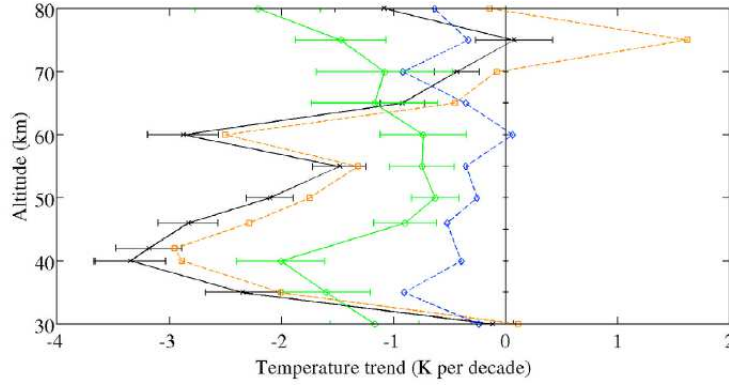


Figure 7. Compared linear trend profiles of the background temperature and the mean temperature for winter and summer periods. From left to right at 40 km: summer background trend (black line and crosses), summer mean trend (orange dashed line and squares), winter background trend (green line and circles) and winter mean trend (blue dashed line and diamonds). The total width of the error bars is 4 sigma.

(Figure 7). Winter and summer temperature trends based on monthly mean present a very different shape, notably around 40 km. In summer, background and mean profiles are almost the same since there is no large dynamical contribution; therefore the most probable value is similar to the mean. In the high-mesosphere, summer trends look more positive than their winter counterparts, but the data quality at these altitudes is relatively low and, above all, the summer periods suffer from quite a bad sampling due to numerous factors (shorter nights, fewer days with good meteorological conditions, etc.), therefore the results concerning these high altitudes have to be considered with the utmost precaution. Concerning winter, the trend derived from the background temperature appears to be more negative than the mean trend at every altitude. Below 65 km, the winter background profile is thus much closer to the summer estimates than the winter evolution given by mean values is. Overall, these observations are in good agreement with the well-documented cooling of the stratosphere [Ramaswamy *et al.*, 2001; Eyring *et al.*, 2006; Randel *et al.*, 2009] and the mesosphere [Beig *et al.*, 2003], and therefore tend to strengthen the validity of the hypothesis of temperature breakdown presented in section 3. Our results can be compared to the vertical trend profiles found in previous studies based on observations or models: trends derived from Stratospheric Sounding Unit show a cooling of around -1.4 K per decade at 3 hPa [Shine *et al.*, 2008], while Shine *et al.* [2003] report a “consensus” model-derived total trend of -1.2 K per decade at 3 hPa. This is close to what our mean trends suggest, but the “background” trends show a larger cooling. The reinforced dynamical activity occurring in winter causes the apparent (mean) temperature trend to be less negative than the background one.

5. Temperature Evolutions During Stratospheric Warmings

5.1. Methodology

[33] In this section, the spatiotemporal representations focus on (major) SSWs. Although the aim is to identify the systematic features associated with SSWs, these events did

not occur exactly at the same time in winter, as can be seen in Table 2 (the events’ dates are provided, identified and classified using the method described by Charlton and Polvani [2007]). Therefore, composite evolutions are constructed by shifting the time axis to let the different SSWs be coincident.

[34] Concerning the localization, though the data used in this study is local, it is still both possible and meaningful to study the average of several events, as the location of the vortex relative to the earth’s surface evolves roughly in the same way for SSWs of the same type [Matthewman *et al.*, 2009].

5.2. Results

[35] Using the data from all of the 13 events listed, a composite of the winter temperature evolution during major SSWs can be calculated (Figure 8). To be able to associate it to SSWs, we can compare it to a reference like the seasonal winter evolution constructed previously with the data obtained during the 11 winters without major stratospheric warmings (Figure 4, top). The main structures are as follows:

[36] 1. Concerning the mesosphere, a warm and long-lasting anomaly ($+6$ K to $+12$ K) takes place at 80 km from 90 days up to 65 days before the event. It then descends to slightly lower levels (70 km) and lasts for the next month. These warm anomalies are not observed in the seasonal signal reported (Figure 4, top) and may be construed as a precursory signal of a major SSW.

[37] 2. Other anomalies, both warm ($+2$ K to $+5$ K at 55–65 km around day -35) and cold (-4 K to -8 K at 60–65 km before day -40 , then at 65–75 km) present some similarities to the reference seasonal evolution, though with rather smaller amplitude.

[38] 3. The high stratosphere (30–50 km) mostly displays warm anomalies ($+3$ K to $+15$ K), especially the months before the SSW and up to a week after it.

[39] 4. After that date, a weaker warm anomaly ($+1$ K to $+4$ K) remains at level 30–40 km up to 80 days after the SSW. This warming is stronger and lasts longer than the one visible in the climatology (Figure 4, top), which means that after a major SSW, the stratosphere remains warmer. Note

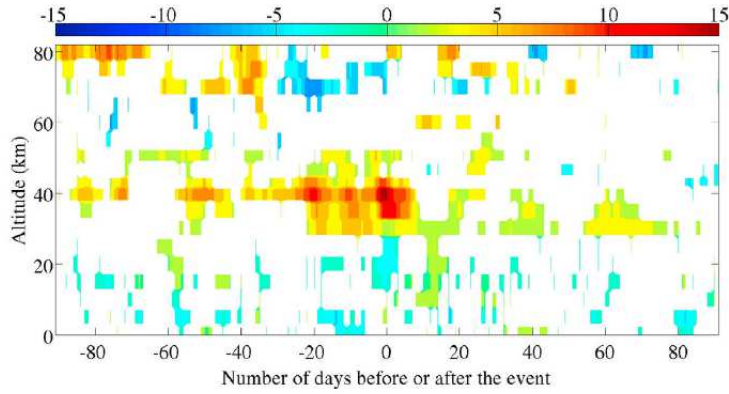


Figure 8. Composite SSW evolution (mean of 13 major SSWs from 1981 to 2009). The mean temperature anomaly is represented from 90 days before to 90 days after the date of the event.

that this composite evolution comprises two winters with two major SSWs, as one can see in Table 2. Nevertheless, there are not many consequences on the global features described above, as we verified by calculating the composite evolution without the concerned SSWs. Indeed, minor warmings often occur before the occurrence of major warmings, except in the early winter season.

[40] Similar temperature evolutions have been calculated considering only one of the two different types of (major) SSWs: split-type events (Figure 9) and displacement-type ones (Figure 10).

[41] The evolution of split-type SSWs is rather similar to the one of all SSWs (Figure 8) and presents the following structures.

[42] 1. A warm anomaly (+3 K to +10 K) comparable to the one in Figure 8 can be seen in the upper mesosphere from day -90 to day -35.

[43] 2. A similar though stronger warm anomaly (+2 K to +8 K) occurs in the upper stratosphere from day -80 to day -60. A maximum presenting the same intensity as the warming at the date of the SSW (+14 K) is reached one month before the event.

[44] 3. As pointed out in the winter evolution for all SSWs, the warm anomaly then weakens (+2 K to +4 K) and stays between 30 km and 40 km until day +80.

[45] 4. The strongest cold anomaly (-4 K to -11 K) occurs at altitudes from 60 km to 75 km, simultaneously with the maximum warming of the stratosphere, in the same way as the one observed in Figure 8.

[46] 5. The troposphere features slightly more marked anomalies than for the picture of all SSWs, notably a cold anomaly in the lower troposphere which spreads around the date of the event and lasts 40 days; and a warm anomaly before and after this period, which starts with significant anomalies (+4 K to +6 K) at the tropopause level ten days after the SSW. The more marked warm anomalies in the troposphere after split-type events may be connected with the fact that weak vortex signals propagate more easily downward to the troposphere for this type of SSWs [Nakagawa and Yamazaki, 2006].

[47] Concerning displacement-type events, they display some differences with other SSWs. Their main features are listed below.

[48] 1. The precursory warming occurring in the mesosphere is more intense (+7 K to +15 K) and more limited in time (from day -85 to day -65) than the one visible for split-type events.

[49] 2. The main warming occurring in the upper stratosphere is composed of warm anomalies (+8 K to +14 K) which arise regularly (every 18 days; see the vertical lines of

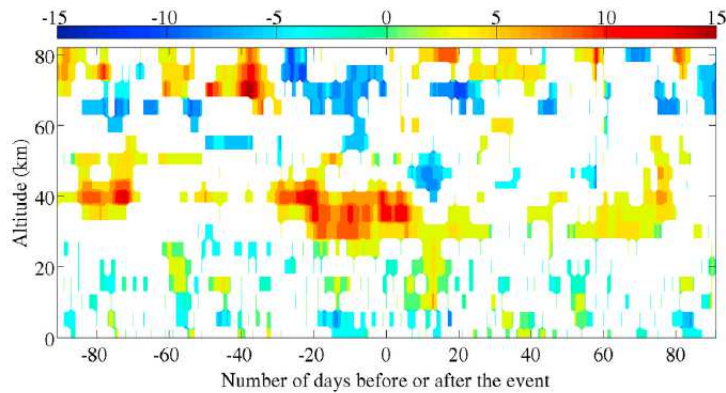


Figure 9. Composite split-type SSW evolution (mean of 7 events from 1985 to 2009).

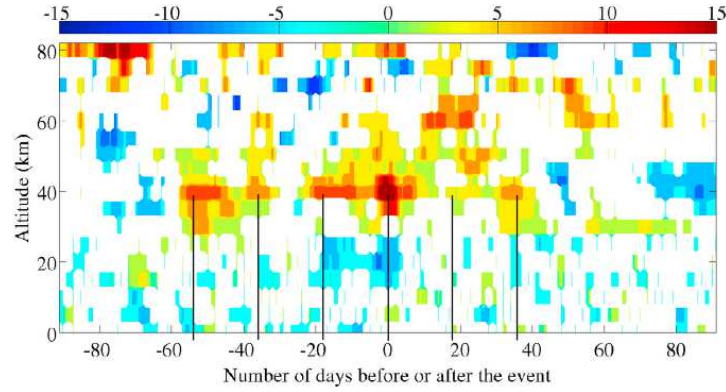


Figure 10. Composite displacement-type SSW evolution (mean of 6 events from 1981 to 2008). The vertical lines indicate the local maxima of anomalies around 40 km. One of them corresponds to day 0, and they are all separated by 18 days.

Figure 10) and are separated by short periods (3 to 5 days) with smaller anomalies (-2 K to $+2$ K). This is in good agreement with the Rossby waves characteristics: the wave number one planetary wave, which shows the same periodicity, prevails for displacement-type events [Hauchecorne and Chanin, 1983]. However, the lifetime of such waves is usually close to a month: the observed periodicity seems to include various contributions, i.e., the occurrence of minor warmings, stratospheric vacillation, and amplification of quasi-stationary waves as well as 18-day waves [Hirota and Hirooka, 1984; Ahlquist, 1985].

[50] 3. Unlike split-type events, cold anomalies (-3 K to -9 K) take place in the upper stratosphere, and start as soon as 45 days after the event: from this day, the warming resulting from the SSW seems to be restricted to a thin layer centered on level 30 km.

[51] 4. There is no large cooling at levels 60–70 km after the SSW (from day +10 to day +25), instead a warm anomaly appears ($+5$ K to $+7$ K).

[52] 5. There is no significant change in the temperature anomaly of the troposphere, through all the winter. It stays between -4 K to $+2$ K with very slow evolutions.

5.3. Comparison With Previous Investigations

[53] Comparing our study with previous investigations is not easy since, to our knowledge, no similar statistical work regarding SSWs anomalies in the middle atmosphere has been performed with such comprehensive data series. Other studies are based on data sets either shorter (satellites), or of narrower vertical range, or displaying an insufficient time sampling (rockets). Nevertheless, for some aspects of our study, a few comparisons are possible.

[54] In regard to climatology, our results from local lidar measurements are corroborated by previous works considering either local or global data. We observe higher temperature variability in winter, which can be linked to Wilson *et al.*'s [1991] conclusion highlighting the maximum wave activity during this period. Moreover, a semi-annual component is found above 55 km, which is close to the similar 60 km threshold described by Wilson *et al.* The anticorrelation between the mesosphere's temperatures and the upper stratosphere's has been emphasized by Hauchecorne

and Chanin [1983], similarly to what we point out. Finally, a succession of warmings and coolings occurring at the same altitude and reaching high amplitudes in January was also mentioned by Hauchecorne and Chanin, which corroborates our findings. The background temperature profiles we found are in good agreement with the near global ($70^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{N}$) and annual mean trends (calculated over 1980–1999) reported in SPARC CCMVal [2010]: the different models show a cooling around -0.8 K per decade at 10 hPa while at 30 km our winter and summer components show a mean cooling of -0.7 ± 0.3 K per decade; the models indicate a cooling around -1.6 K per decade between 1 hPa and 2 hPa while at 46 km we found -1.9 ± 0.3 K per decade.

[55] Now tackling the overall evolution of sudden stratospheric warmings, some of our conclusions are in good agreement with previous findings. Alternative regions of warming and cooling above the region of main warming were commented by Walterscheid *et al.* [2000]. They also highlighted the fact that regions of upper stratospheric warmings are associated with downward motion, which is visible in the different composite evolutions presented in this paper. This downward motion was also tackled by Whiteway and Carswell [1994]. A greater dissipation of gravity wave energy during the SSW (in comparison with preceding and following periods) was described, and can be linked to the strong warming we observe around 40 km for the same period. Baldwin and Dunkerton [2001] pointed out that large variations in the strength of the stratospheric circulation, appearing in the mesosphere, descend to the lowermost stratosphere and are followed by anomalous tropospheric weather regimes. This can be related to our findings as we witness noticeable temperature anomalies in the mesosphere reaching the stratosphere around the date of the SSW, a phenomenon which is the expression of substantial disturbances of the stratospheric circulation. We also notice anomalies in the troposphere correlated to the ones occurring at higher altitudes.

[56] On a global scale, a series of articles have addressed the issue of the statistical characterization of SSWs [Charlton and Polvani, 2007; Matthewman *et al.*, 2009]. In these studies, the distinction between two types of SSWs was made (as also mentioned by Haynes [2005]), showing

specific features for each case. As Matthewman et al. pointed out, the split-type events display a main warming occurring over a large altitude range. Besides, the middle stratospheric warming caused by split-type events lasts much longer (up to 30 days more) than for displacement-type events. In the present study, similar results are reported with the lidar series with even a longer duration (2 months). However, the slight difference we find between the two event's types at troposphere levels is not corroborated by Charlton and Polvani and could indicate a local effect. *Hauchecorne and Chanin* [1983] described an 18-days Rossby wave, suggesting its presence through all winter. Such an 18-days period signal is observed in our study before the appearance of the SSW, and proves to be stronger for displacement-type events, precisely like the SSW event analyzed by *Hauchecorne and Chanin*. Such oscillations have been established as well for the displacement-type SSW which occurred in 2004 [*Pancheva et al.*, 2008], though displaying a slightly shorter period (16 days). These oscillations illustrate the vertical coupling of the stratosphere-mesosphere system through wave number one planetary waves. Indeed, planetary waves propagating up to the mesosphere may also help trigger stratospheric warmings [*Coy et al.*, 2011; *Sun et al.*, 2011]. The precursory warming we notice for displacement-type events in the high-mesosphere from one to three months before the SSW might be caused by gravity waves. These waves propagate vertically with energy deposition that can vary with altitude [*Wilson et al.*, 1991], as suggested by the warm and cold anomalies we observe at the same time as the precursory warming and at lower altitudes. In conclusion, some of our findings corroborate previous studies but also specify which type of event (displacement or split) is more likely to be concerned.

6. Discussion and Conclusions

[57] Temperature trends measured at HPO by lidar have shown some differences in the upper stratosphere and in the lower mesosphere between winter and summer months. Analysis of the daily temperature anomalies suggests using the maxima noticed in the multimodal distributions instead of the mean, mainly during winter. One is clearly associated with SSWs, while the other has been identified as related to background conditions. The long-term trends of this latter maximum show during winter a larger cooling (-2 K per decade) than when the mean temperature is used (-0.4 K per decade). The cooling of the winter background temperature is then closer to the summer trend estimates, which are similar whichever the temperature proxy used (mean or background). The temperature anomalies associated with dynamical disturbances like SSWs show an increase in their intensity and occurrence that leads – when considering the mean trend – to partly cancel out the long-term background trend. This study does not allow to conclude on a global scale, but it shows that winter trends calculated with the monthly mean temperature include a large fraction of temperature anomalies which are not directly related to radiative processes and standard dynamical activity. The contribution of dynamics to trends may contribute to explain the differences observed between trend estimates derived from different data sets at different longitudes [*Kubicki et al.*, 2006; *Li et al.*, 2011; *Keckhut et al.*, 2011]. It is also quite important to keep in mind when comparing measured temperature

trends with numerical models, as the dynamical activity and mainly the occurrence of stratospheric warming are quite different from one model to another [*Charlton et al.*, 2007; *Austin et al.*, 2009; *SPARC CCMVal*, 2010]. The contribution of dynamics in the winter hemisphere may induce differences from one model to another.

[58] The temperature evolution during winter associated with SSWs has been calculated. There are several challenges to identify the temperature fluctuations related to a specific event like a SSW. The first one is the reference temperature. If it is the mean temperature, the results are biased by the SSWs themselves, because they induce large temperature disturbances as seen on the mean temperature and the sinusoidal annual evolution (Figure 3). The investigations on temperature distributions allow to identify a background temperature less sensitive to SSWs. Another difficulty lies in the fact that stratospheric warmings occur permanently during winter with different intensities. Therefore, the investigation focuses on major events because they lead to an irreversible breakdown of the vortex associated with a wind reversal which is easy to identify. The third difficulty relates to the dates of major SSWs: they occur preferentially in January but the exact date may vary from a year to another. Because this event is due to a nonlinear interaction between planetary waves and the mean flow, a certain degree of randomness in the time of occurrence needs to be taken into account. Whereas qualitatively the occurring of a SSW is related to the planetary waves' activity and to the mean flow, the exact conditions required to generate such an event are not fully known. To better identify the signal associated with SSWs, a composite time evolution has been displayed using all the data before and after each major SSW, with the time axis shifted according to the date of the event. Other similar time evolutions were also plotted considering only split-type SSWs or displacement-type SSWs.

[59] In all cases the maximum warming is observed at the time of the SSW around the altitudes from 40 km to 50 km, with mean amplitudes of more than 10 K. Warm temperatures at this height are noticed two months before the date of the SSW and up to a week after. This confirms that major SSWs lead to an overall warm winter (in the stratosphere) with a possible low occurrence of polar stratospheric clouds. However, during displacement SSWs some short cold periods can occur, leading to sporadic polar stratospheric clouds over Europe [*Keckhut et al.*, 2007]. Indeed, the warming is rather continuous for split-type events, whereas for displacement-type SSWs it features an obvious periodicity close to the one characteristic of the Rossby wave. It has already been recognized that the wave number one of the Rossby wave was associated with displacement SSWs, while a predominance of waves with larger wave numbers is required to obtain split-type events.

[60] Composite time evolutions seem to show a possible harbinger in the upper mesosphere, suggesting the role of gravity waves. While the mean seasonal temperature evolution also exhibits a precursory signal in the mesosphere, it appears to be stronger for the winters including a major SSW; and the signal observed for the seasonal evolution is probably a contribution of all the minor warmings occurring several times each winter. One month before the SSW happens, the warm anomaly pointed out in the mesosphere propagates rapidly to the stratosphere (in about one week).

Table A1. Sets of Initial Guesses Used for the Two-Gaussians Fit Function

Number of the Set of Guesses	First Gaussian		Second Gaussian	
	Mean	Standard Deviation	Mean	Standard Deviation
1	$T-\sigma$	σ	T	$\sigma/2$
2	$T-\sigma$	$\sigma/2$	T	σ
3	$T-\sigma$	σ	$T+\sigma$	$\sigma/2$
4	$T-\sigma$	$\sigma/2$	$T+\sigma$	σ
5	T	σ	$T+\sigma$	$\sigma/2$
6	T	$\sigma/2$	$T+\sigma$	σ

[61] Finally, a warm anomaly propagating down to ground level can be seen from 10 days after the SSW to 60 days after. This effect is even more pronounced for split-type events. This is in good agreement with the propagation of the North Atlantic Oscillation reported by *Baldwin and Dunkerton* [2001].

Appendix A: Extraction of the Background Temperature

[62] We consider, at each level, the distribution of the temperature anomalies (measured temperatures to which we subtract a 15-days running average annual cycle) during one of the 24 fifteen-days period of the year (first half of January, second half of January, first half of February etc.), using all the data available (i.e., around 30 years, depending on the period studied). Figure 2 shows two examples. This distribution is fitted by a function which represents the sum of two Gaussians. Initial guesses concerning the mean and the standard deviation of each Gaussian have to be provided to run the fitting program. The program is run 6 times with different initial guesses. Here is how these 6 set of guesses are determined. First, we run a simple Gaussian fit (for the same distribution) which gives a mean value T and a standard deviation σ . The 6 set of guesses are the 6 different possible combinations when using the abscissas $T - \sigma$, T and $T + \sigma$, and setting the standard deviations to σ and $\sigma / 2$ for the two Gaussians. These guesses are listed in Table A1. Quite often the resulting two-Gaussians fit is the same in all 6 cases. If not, the case we select is determined using the method of least squares (we choose the case which minimizes the sum of squared residuals). Then, the bigger Gaussian is identified as the background one. In summer periods or at low altitudes (below 20 km), the integral of the bigger Gaussian is almost always at least 20 times greater than the one of the smaller Gaussian, in which case the distribution is considered as monomodal, and then a one-Gaussian fit is done (resulting in almost the exact same mean and standard deviation values as the ones of the bigger Gaussian of the former two-Gaussians fit).

Appendix B: Determination of Winter Parameters

[63] We consider, at each level, the distribution of winter-time (ONDJFM) temperatures anomalies (measured temperatures to which we subtract the sinusoidal background temperature annual cycle from equations (2) and (3)) for one winter. We apply the same protocol as the one described in appendix A to determine a double-Gaussian fit. We then calculate the distance between the two Gaussians (the

absolute value of the difference between their abscissas): if it is greater than the smaller of the two standard deviations, the two Gaussians are considered as being separated enough to be distinguished, and the Gaussian with the mean abscissa closer to 0 is identified as the background one. Else, we apply a criterion, depending on the altitude, to identify the Gaussians either by their positions (abscissas of their peaks) or their sizes (integrals). This criterion is determined with the study of the distribution of temperature anomalies (measured temperatures to which we subtract the background annual cycle) for all (30) winters (Figure 5 shows three examples). This distribution is fitted by a two-Gaussian function, once again with the same protocol used. The bigger Gaussian is identified as the background one, the other is the dynamical one. The criterion is the parameter (either the position or the size) which allows to better distinguish between the two Gaussians. Here is how it is determined. We compare two ratios: the position ratio (the distance between the two Gaussians divided by the smallest standard deviation) and the size ratio (the integral of the bigger Gaussian divided by the integral of the smaller one). The greatest of the two ratios dictates the criterion used. If it is the size, the bigger of the two Gaussians in the one-winter distribution is identified as the background one. If it is the position, we look at the distribution for all winters to determine the position of the bigger (background) Gaussian relative to the position of the smaller (dynamical) one; then we can identify the Gaussians of the one-winter distribution.

[64] **Acknowledgments.** This work has been made in the frame of the FP7 EU project ARISE (Atmospheric dynamics InfraStructure in Europe) 284387 and the LEFE-CHAT national project IDSC (Influence Dynamique de la Stratosphere sur le Climat). Lidar measurements at Haute-Provence Observatory were obtained in the frame of the NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Changes) with the support of INSU (Institut des Sciences de l'Univers), CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), UVSQ (Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines) and ESA-VALID (Validation with LIDar) project. Data are available publicly through the NDACC-NOAA (<http://www.ndsc.ncep.noaa.gov>) or ETHER (<http://ether.ipsl.jussieu.fr/NDACC>) databases. The authors want to thank Andrew Charlton for providing updated dates of Sudden Stratospheric Warmings.

- Ahlquist, J. E. (1985), Climatology of normal mode Rossby waves, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2059–2068, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<2059:CONMRW>2.0.CO;2.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987), *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic, San Diego, Calif.
- Austin, J., et al. (2009), Coupled chemistry climate model simulations of stratospheric temperatures and their trends for the recent past, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L13809, doi:10.1029/2009GL038462.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
- Beig, G., et al. (2003), Review of mesospheric temperature trends, *Rev. Geophys.*, 41(4), 1015, doi:10.1029/2002RG000121.
- Cagnazzo, C., C. Claud, and S. Hare (2006), Aspects of stratospheric long-term changes induced by ozone depletion, *Clim. Dyn.*, 27, 101–111, doi:10.1007/s00382-006-0120-1.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks, *J. Clim.*, 20(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1.
- Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen, and D. Rind (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations, *J. Clim.*, 20(3), 470–488, doi:10.1175/JCLI3994.1.
- Cho, Y.-M., G. G. Shepherd, Y.-I. Won, S. Sargoytchev, S. Brown, and B. Solheim (2004), MLT cooling during stratospheric warming events, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10104, doi:10.1029/2004GL019552.

- Coy, L., S. D. Eckermann, K. W. Hoppel, and F. Sassi (2011), Mesospheric precursors to the major stratospheric sudden warming of 2009: Validation and dynamical attribution using a ground-to-edge-of-space data assimilation system, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 3, M10002, doi:10.1029/2011MS000067.
- David, C., P. Keckhut, A. Armetta, J. Jumelet, M. Marchand, and S. Bekki (2009), Radiosondes stratospheric temperatures from 1957 to 2008 in Dumont d'Urville (Antarctica): Trends and link with polar stratospheric clouds, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9, 25,687–25,722, doi:10.5194/acpd-9-25687-2009.
- Dunkerton, T. J., D. P. Delisi, and M. P. Baldwin (1998), Middle atmosphere cooling trend in historical rocketsonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3371–3374, doi:10.1029/98GL02385.
- Eyring, V., et al. (2006), Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, 111, D22308, doi:10.1029/2006JD007327.
- Flury, T., K. Hocke, N. Kämpfer, and D. L. Wu (2010), Enhancements of gravity wave amplitudes at midlatitudes during sudden stratospheric warmings in 2008, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 29,971–29,995, doi:10.5194/acpd-10-29971-2010.
- Funatsu, B. M., C. Claud, P. Keckhut, and A. Hauchecorne (2008), Cross-validation of AMSU and lidar for long-term upper stratospheric temperature monitoring, *J. Geophys. Res.*, 113, D23108, doi:10.1029/2008JD010743.
- Funatsu, B. M., C. Claud, P. Keckhut, W. Steinbrecht, and A. Hauchecorne (2011), Investigations of stratospheric temperature regional variability with lidar and AMSU, *J. Geophys. Res.*, 116, D08106, doi:10.1029/2010JD014974.
- Godin, S., M. Marchand, A. Hauchecorne, and F. Lefèvre (2002), Influence of Arctic polar ozone depletion on lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (43.92°N, 5.71°E), *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8272, doi:10.1029/2001JD000516.
- Hare, S. H. E., L. J. Gray, W. A. Lahoz, A. O'Neill, and L. Steenman-Clark (2004), Can stratospheric temperature trends be attributed to ozone depletion?, *J. Geophys. Res.*, 109, D05111, doi:10.1029/2003JD003897.
- Hauchecorne, A., and M. Chanin (1980), Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7(8), 565–568, doi:10.1029/GL007i008p00565.
- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin (1983), Mid-latitude lidar observations of planetary waves in the middle atmosphere during the winter of 1981–1982, *J. Geophys. Res.*, 88(C6), 3843–3849, doi:10.1029/JC088iC06p03843.
- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin (1988), Planetary waves-mean flow interaction in the middle atmosphere: Modélisation and comparison with lidar observations, *Ann. Geophys.*, 6, 409–416.
- Hauchecorne, A., M. L. Chanin, and P. Keckhut (1991), Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33–87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, *J. Geophys. Res.*, 96, 15,297–15,309.
- Haynes, P. H. (2005), Stratospheric dynamics, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 37, 263–293, doi:10.1146/annurev.fluid.37.061903.175710.
- Hirota, I., and T. Hirooka (1984), Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part I: First symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1253–1267, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<1253:NMRWOI>2.0.CO;2.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. K. Hocking, M. Kunze, and Y. Murayama (2007), Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 69, 2355–2366, doi:10.1016/j.jastp.2007.06.010.
- Jeannot, P., C. Bower, and B. Calpini (2008), Global criteria for tracing the improvements of radiosondes over the last decades, *Instrum. Obs. Methods Rep.* 95, 32 pp., WMO, Geneva, Switzerland. [Available at http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/documents/gruanmanuals/CIMO_IOM/Tracing-improv_last-decades.pdf.]
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, and M. L. Chanin (1993), A critical review on the data base acquired for the long-term surveillance of the middle atmosphere by French Rayleigh lidars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 850–867, doi:10.1175/1520-0426(1993)010<0850:ACROTD>2.0.CO;2.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, and M. L. Chanin (1995), Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere trends, and cyclic and episodic changes, *J. Geophys. Res.*, 100, 18,887–18,897, doi:10.1029/95JD01387.
- Keckhut, P., et al. (2004), Review of ozone and temperature lidar validations performed within the framework of the network for the detection of stratospheric change, *J. Environ. Monit.*, 6, 721–733, doi:10.1039/b404256e.
- Keckhut, P., C. Cagnazzo, M.-L. Chanin, C. Claud, and A. Hauchecorne (2005), The 11-year solar-cycle in the temperature in the upper stratosphere and mesosphere: Part I. Assessment of observations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 940–947, doi:10.1016/j.jastp.2005.01.008.
- Keckhut, P., C. David, M. Marchand, S. Bekki, J. Jumelet, A. Hauchecorne, and M. Höpfner (2007), Observation of a polar stratospheric cloud down to the Mediterranean coast, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5275–5281, doi:10.5194/acp-7-5275-2007.
- Keckhut, P., et al. (2011), An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 73(5–6), 627–642, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.003.
- Kerzenmacher, T. E., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M. L. Chanin (2006), Methodological uncertainties in multi-regression analyses of middle-atmospheric data series, *J. Environ. Monit.*, 8, 682–690, doi:10.1039/b603750j.
- Kubicki, A., P. Keckhut, M.-L. Chanin, A. Hauchecorne, E. Lysenko, and G.-S. Golitsyn (2006), Temperature trends in the middle atmosphere of the mid-latitude as seen by historical Russian rocket launches: Part 1. Volgograd (48.68°N, 44.35°E), *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 68, 1075–1086, doi:10.1016/j.jastp.2006.02.001.
- Labitzke, K. (1972), Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter, *J. Atmos. Sci.*, 29(4), 756–766, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0756:TCITMA>2.0.CO;2.
- Labitzke, K. (1981), Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics, *J. Geophys. Res.*, 86(C10), 9665–9678, doi:10.1029/JC086iC10p09665.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, P. Keckhut, A. Hauchecorne, C. Y. She, and D. A. Krueger (1998), Temperature climatology of the middle atmosphere from long-term lidar measurements at middle and low latitudes, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,191–17,204, doi:10.1029/98JD01347.
- Li, T., T. Leblanc, I. S. McDermid, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and X. Dou (2011), Middle atmosphere temperature trend and solar cycle revealed by long-term Rayleigh lidar observations, *J. Geophys. Res.*, 116, D00P05, doi:10.1029/2010JD015275.
- Liu, H. L., and R. G. Roble (2002), A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 4695, doi:10.1029/2001JD001533.
- Matsuno, T. (1971), A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479–1494, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2.
- Matthewman, N. J., J. G. Esler, A. J. Charlton-Perez, and L. M. Polvani (2009), A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure, *J. Clim.*, 22, 1566–1585, doi:10.1175/2008JCLI2365.1.
- Nakagawa, K. I., and K. Yamazaki (2006), What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04801, doi:10.1029/2005GL024784.
- Nishizawa, S., and S. Yoden (2005), Distribution functions of a spurious trend in a finite length data set with natural variability: Statistical considerations and a numerical experiment with a global circulation model, *J. Geophys. Res.*, 110, D12105, doi:10.1029/2004JD005714.
- O'Neill, A. (2003), Middle atmosphere: Stratospheric sudden warmings, in *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, edited by J. R. Holton, J. A. Curry, and J. A. Pyle, pp. 1342–1353, Academic, San Diego, Calif., doi:10.1016/B0-12-227090-8/00230-X.
- Pancheva, D., et al. (2008), Planetary waves in coupling the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *J. Geophys. Res.*, 113, D12105, doi:10.1029/2007JD009011.
- Ramaswamy, V., et al. (2001), Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39(1), 71–122, doi:10.1029/1999RG000065.
- Randel, W. J., et al. (2009), An update of observed stratospheric temperature trends, *J. Geophys. Res.*, 114, D02107, doi:10.1029/2008JD010421.
- Rind, D., D. Shindell, P. Lonergan, and N. K. Balachandran (1998), Climate change and the middle atmosphere. Part III: The doubled CO₂ climate revisited, *J. Clim.*, 11, 876–894, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<0876:CCATMA>2.0.CO;2.
- She, C. Y., J. R. Yu, D. A. Krueger, R. Roble, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M. L. Chanin (1995), Vertical structure of midlatitude temperature from stratosphere to mesopause (30–105 km), *Geophys. Res. Lett.*, 22, 377–380, doi:10.1029/95GL00010.
- Shine, K. P., et al. (2003), A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 1565–1588, doi:10.1256/qj.02.186.
- Shine, K. P., J. J. Barnett, and W. J. Randel (2008), Temperature trends derived from Stratospheric Sounding Unit radiances: The effect of increasing CO₂ on the weighting function, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02710, doi:10.1029/2007GL032218.
- Singh, U. N., P. Keckhut, T. J. McGee, M. R. Gross, A. Hauchecorne, E. F. Fishbein, J. W. Waters, J. C. Gille, A. E. Roche, and J. M. Russell III (1996), Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars during UARS validation campaign, *J. Geophys. Res.*, 101(D6), 10,287–10,297, doi:10.1029/96JD00516.

- SPARC CCMVal (2010), SPARC report on the evaluation of chemistry-climate models, *SPARC Rep.* 5, WMO, Geneva, Switzerland. [Available at <http://www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/sparc-report-no5/>.]
- Sun, L., W. A. Robinson, and G. Chen (2011), The predictability of stratospheric warming events: More from the troposphere or the stratosphere?, *J. Atmos. Sci.*, *69*, 768–783, doi:10.1175/JAS-D-11-0144.1.
- Thompson, W. J., and J. M. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.
- von Zahn, U., G. von Cossart, J. Fiedler, and D. Rees (1998), Tidal variations of noctilucent clouds measured at 69°N latitude by groundbased lidar, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1289–1292, doi:10.1029/98GL00546.
- Walterscheid, R. L., G. G. Sivjee, and R. G. Roble (2000), Mesospheric and lower thermospheric manifestations of a stratospheric warming event over Eureka, Canada (80°N), *Geophys. Res. Lett.*, *27*(18), 2897–2900, doi:10.1029/2000GL003768.
- Weatherhead, E. C., et al. (1998), Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data, *J. Geophys. Res.*, *103*(D14), 17,149–17,161, doi:10.1029/98JD00995.
- Whiteway, J. A., and A. I. Carswell (1994), Rayleigh lidar observations of thermal structure and gravity wave activity in the high arctic during a stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 3122–3136, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<3122:RLOOTS>2.0.CO;2.
- Wild, J. D., et al. (1995), Comparison of stratospheric temperatures from several lidars, using National Meteorological Center and microwave limb sounder data as transfer references, *J. Geophys. Res.*, *100*(D6), 11,105–11,111, doi:10.1029/95JD00631.
- Wilson, R., M. L. Chanin, and A. Hauchecorne (1991), Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar: 2. Climatology, *J. Geophys. Res.*, *96*, 5169–5183, doi:10.1029/90JD02610.

Global impact of sudden stratospheric warmings on wintertime temperature trends and temperature anomalies using CMAM model

Angot Guillaume¹, Keckhut Philippe¹, Shepherd Theodore G.², Hauchecorne Alain¹.

¹ Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR8190, Institut Pierre-Simon Laplace, Université Versailles-Saint Quentin, Quartier des Garennes, 11 Boulevard D'Alembert, 78280 Guyancourt, France.

² Department of Meteorology, University of Reading, Reading, Berkshire, UK.

Abstract

In a previous paper, a novel methodology was described in order to calculate long-term temperature trends as an alternative to the ones based on monthly mean values. It takes into account the effect of wintertime high dynamical activity – the main cause being the Sudden Stratospheric Warming – on temperature anomalies distributions. This methodology was first applied to a lidar series measured in a French station (Haute-Provence Observatory). This study focuses on a dataset (CMAM20) which stems from a global climate model, and proves that operating this methodology on such a series is both possible and constructive. Enhanced winter dynamical activity is shown to be the most important cause explaining the difference between observed (mean) middle atmosphere's temperature trends in summer and in winter, at all latitudes. It is also one of the main reasons why mean trends vary according to the longitude. Based on the same methodology, composite evolutions of temperature anomalies during a SSW event are displayed. Anomalies are as much as five times greater (or more) in polar regions than at mid-latitude. A comparison in longitude reveals a time shift of the date of maximum warming, according to the global eastward circulation. Concerning the southern hemisphere, the unusual major SSW of winter 2002 is analyzed: the evolution of anomalies is very distinct from the one of a mean winter, as the main warming descends twice as faster from the high mesosphere to the stratosphere, is at least twice as pronounced, and continues for almost four months (as opposed to two months for the usual situation).

Table of contents

Abstract.....	159
1. Introduction	161
2. Description of CMAM and of the data series analyzed	163
3. HPO-located analysis, comparison with previous study	164
4. Global analysis: temperature trends.....	167
5. Global analysis: evolution of the temperatures during a SSW event	169
6. Discussion and conclusion.....	171
7. Acknowledgments.....	172
8. References	173
9. Figure captions	175
10. Tables	182

1. Introduction

Sudden stratospheric warmings (SSW) are the most important dynamical perturbation occurring in the winter middle atmosphere. They are known to be the first cause of stratospheric variability in winter, and they are the clearest and strongest manifestation of dynamical coupling in the stratosphere–troposphere system [Charlton and Polvani, 2007]. Since their discovery more than 60 years ago, stratospheric warmings have been observed, listed and studied, and theories for their formation, occurrence and impacts have been proposed and somewhat validated. However, since the middle atmosphere has been less thoroughly studied than the troposphere, many aspects of the role SSWs play in stratospheric circulation and in tropospheric climate have yet to be fully understood and quantified. Moreover, stratospheric warmings, which are fundamentally non-linear processes, remain unpredictable from year to year. In a recent paper [Angot *et al.*, 2012] (henceforth referred to as *A2012*), the longest lidar series available was used to show SSWs can induce an important bias in the estimate of temperature trends when using the regular monthly mean calculation. As an alternative to this calculation, a novel method was developed in order to take into account the significant impact of main dynamical phenomena on wintertime temperatures' statistical distributions. The occurrence of SSWs also has critical consequences on ozone depletion, therefore a better understanding of their dynamics and evolution is crucial.

With the exception of some lidar measurements, recurrent monitoring of the middle atmosphere's temperature at mid and high latitudes are scarce. Satellite data suffer from bias arising from atmospheric tides, instrumental drifts, discontinuities and spatiotemporal sampling [Ramaswamy *et al.*, 2001; Beig *et al.*, 2003; Randel *et al.*, 2009]. In addition, they often display a limited scope as well as a narrow vertical range. Three dimensional models include multiple physical, dynamical and chemical processes. As such they stand out as great tools to study phenomena occurring at a global scale like stratospheric warmings, even more so recently as their vertical range has been increased to include middle atmosphere layers. On one hand, regular global climate models evolve in their own “free” way: they are based on statistics and as such they cannot be directly linked to observations on short time periods (below two weeks). These models show a significant variability in how they represent SSWs [SPARC CCMVal, 2010], which makes it difficult to interpret temperature trends as well as the contribution of the dynamics to these trends. On the other hand, nudged models are related in a closer way to reality; yet some degree of freedom remains in the prediction of the evolution of the atmosphere thanks to the fundamental laws of dynamics as well as radiative and chemistry equations, especially in the middle atmosphere as the most part of forcings comes from the lower layers. As such, nudged models emerge as a good compromise to study middle atmosphere dynamical events like stratospheric warmings.

In this paper, we extend the study of *A2012*, which concerns a single site in Haute-Provence Observatory (HPO), southern France (43.94°N, 5.71°E), to include global data from a climate model, CMAM. The objectives are as follows:

1. To demonstrate our methodology can be used on GCM data series and to validate both our methodology and CMAM's ability to represent stratospheric warmings consistently;
2. To perform a global analysis of the influence of SSWs on temperature trends in the middle atmosphere, including comparisons between high, mid and low latitude regions on both northern and southern hemisphere as well as a comparison in longitude;

3. To carry out a similar global study focused on spatiotemporal temperature evolution during stratospheric warmings, including the analysis of the unprecedented southern hemisphere case of winter 2002.

In the second section, we describe both CMAM in general and data series analyzed in this study in particular. The section three focuses on the use of our methodology on the CMAM data collocated with HPO and on the comparison with the results obtained in HPO's lidar series. Then a more global analysis is developed regarding the temperature trends (section four) and the evolution of temperature anomalies during a SSW (section five). Finally, in the last section we present a discussion of the results and conclusions.

2. Description of CMAM and of the data series analyzed

CMAM is a well-established high-top chemistry-climate model whose performance has been extensively assessed [*SPARC CCMVal*, 2010], especially regarding the Arctic circulation, the representation of SSWs and their consequences [*McLandress and Shepherd*, 2009; *Hitchcock et al.*, 2009; *McLandress et al.*, 2012]. Indeed, CMAM stands out as one of the finest choice of model for the study of stratospheric warmings and their influence on both the middle atmosphere and the troposphere, as it is the model which renders the temporal distribution of such events (throughout the wintertime period) the most accurately [*SPARC CCMVal*, 2010]. « CMAM20 » is a project funded by the Canadian Space Agency which is using the Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM) in a nudged configuration to provide a retrospective estimate of the chemical and dynamical evolution of the atmosphere over the 21-year period 1990-2010. This nudged configuration exploits the fact that chemical fields throughout the atmosphere are slaved to the meteorology, while the large-scale dynamics of the mesosphere is largely driven by variations in the troposphere and stratosphere. Therefore, by nudging the meteorological state of the troposphere and stratosphere to a high-quality reanalysis (ERA-Interim in this case), CMAM can be used to predict the chemical fields throughout the atmosphere and the dynamical state of the mesosphere on a day-to-day basis over this period. To the extent that ERA-Interim has good long-term stability, the same should be true of the CMAM20 product. The nudging of the global mean is kept at full strength right up to 1 hPa, whereas the strength of nudging on all higher wavenumbers is reduced above 10 hPa, with the result that the nudging has little effect above 5 hPa. This data set is expected to be useful for measurement scientists interested in correlative data, as well as those interested in variability and long-term changes of atmospheric composition in the troposphere-stratosphere-mesosphere system, or dynamical aspects of the mesosphere and mesosphere-lower troposphere (MLT) region.

In fact there are two data sets available: one from the regular CMAM (with a lid around 95 km) focused on the troposphere-stratosphere-mesosphere system, and another from the extended CMAM (with a lid around 200 km) focused on the MLT region. Given the subject of interest in this study, the regular data set has been analyzed. Concerning the time sampling of the data series, four values are available for each day, at midnight, 6 am, noon and 6 pm. In order to be able to compare our results to our previous study [*A2012*], we focus on the values calculated at midnight. Finally, the space sampling of the data series is based on a grid which covers the entire globe and is composed of 96 points in longitude, 48 points in latitude and 63 pressure levels, from the ground (1000 hPa) to the mesopause (0,07 hPa).

The first way we analyze the CMAM data sets is to use the methodology developed in *A2012* on a series of values located near HPO, and to compare the results to the ones which stem from the study of the lidar measurements performed at HPO.

3. HPO-located analysis, comparison with previous study

To choose the point of the global CMAM grid which is better suited for the comparison to the results from *A2012*, we take into account the localization of both HPO – where the lidar series was obtained – and Météo-France station of Nîmes – where radiosonde data is gathered. Table 1 gives the coordinates of these two locations and the ones of the (closer) grid point chosen. As regards the vertical parameter, the lidar and radiosonde data use geometrical height whereas CMAM uses pressure levels. In order to match the series, we use the barometric formula from *U.S. Standard Atmosphere* [1976] to convert pressure into geometrical height.

The methodology described in *A2012* is operated on the data series corresponding to the grid point chosen near HPO. This novel methodology is based upon a statistical differentiation between two components:

1. the so-called “background” component, which represents the usual, undisturbed state of the atmosphere, mainly driven by radiative equilibrium and small dynamic activity;
2. the dynamic component, which is linked to important dynamical perturbations in the middle atmosphere, mainly occurring during the winter period.

This separation is visible in the statistical distribution of temperature anomalies for short periods of time as well as for longer ones (e.g. fifteen days or six months), especially for wintertime periods. Using CMAM dataset, the methodology can be implemented in the same way, and it yields very similar results, as the same separation can be observed (Figure 1).

As was made in our previous paper [*A2012*], four different temperature profiles are put side by side: two for each season, the mean one – which results from the usual monthly mean calculation –, and the background one (Figure 2). Several remarks can be made about Figure 2 and how it compares to results found using HPO lidar series:

1. The summer profiles are quite close to each other, due to a lower dynamical activity, as pointed out in *A2012*.
2. As stressed in the study of HPO’s lidar measurements, CMAM data shows that the wintertime background profile features lower (less positive) trends than the (wintertime) mean profiles in the high stratosphere and in the lower mesosphere. Elsewhere the two profiles are very close to each other. This leads to a background profile much closer to the summer profiles than the mean one is, especially between 40 km and 55 km of altitude where the background profile matches almost exactly the summer profiles. Indeed, the latter point towards very low (positive or negative) trends, although the mean profile shows strong positive trends (up to more than 2 K per decade around 48 km). In consequence, this corroborates the ability of our methodology to efficiently separate the dynamical component, which represents the strong wintertime perturbations occurring in the middle atmosphere, from the background component. As a matter of fact, to filter the dynamical component leads to a background component which trends are similar to summertime temperature trends. This is expected from a “background” component, which represents physical phenomena (radiative equilibrium, low amplitude and continuous dynamical activity, etc.) which amplitudes do not vary much from year to year relatively to the amplitude of large dynamical phenomena.

3. The differences with lidar results can be quite large at some altitudes, for both background and mean components. They may be explained by multiple factors including the difference in the nature of data (which is extremely local for lidar measurements whereas CMAM values result from a regional mean calculation) as well as in the period considered (HPO: from 1980 to 2009 with some years excluded, CMAM: all years from 1990 to 2010).
4. In conclusion, the results we find are both consistent in themselves and in good agreement with *A2012* concerning the effect of the use of our methodology on trends profiles, for both seasons. This demonstrates that our methodology can be operated on GCM data series.

It is also possible to study the spatiotemporal evolution of temperature anomalies when a stratospheric warming occurs. As we have made in *A2012*, we consider multiple major SSWs and calculate composite evolutions by shifting the time axis to let the different events be coincident. The 13 events we consider are taken from the « Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications » (MERRA) [*Rienecker et al.*, 2011] and are listed in Table 2. One can notice that in the 1990 – 2010 period, more than two thirds of major SSWs are displacement events, and in all 13 events of the period no one occurred before winter 1998 – 1999. The composite temperature anomalies evolutions have been calculated by considering only one of the two different types of (major) SSWs: split-type events (Figure 3) and displacement-type ones (Figure 4). One can see not only similarities, but also some distinguishing patterns between the two figures. However, the number of events differ quite a lot from one type to another, which may have an impact on the composite evolutions displayed: extreme values are more smoothed for the displacement-type composite (which results from the mean of 9 events) than for the split-type composite (mean of 4 events).

1. Globally, these two figures are in good agreement with the results found in the study of HPO lidar data. A main region of warming is visible in the stratosphere; it lasts around one month and it is centred on the date of the SSW. To this main warming corresponds the most important cold anomaly, which is observed in the high mesosphere at around the same dates as the warming. In general, the figures exhibit an anti-correlation between the high stratosphere (sometimes up to the low mesosphere) and the mesosphere, which was noticed in *A2012*, and reported in previous studies, some of them especially focused on HPO-located data [*Hauchecorne and Chanin*, 1983; *Keckhut et al.*, 2011]. As was pointed out in *A2012*, a precursory warm anomaly is seen in the high mesosphere around three months before the SSW
2. Temperature anomalies appear to be more intense for split-type events, especially before the time of the event. One example of this is the warm anomaly observed in the high stratosphere two months before the SSW: it is not only warmer (from +7 K to +12 K versus +4 K to +8 K for displacement events) but it also lasts longer (it starts two weeks earlier).
3. In consequence, the mesospheric cold anomaly linked to this warm anomaly is stronger and of greater duration than the similar one for displacement events. The same goes for the aftermaths of these perturbations on the atmosphere: they are more pronounced for split-type SSWs.
4. The main warming for split-type events tends to be spread more vertically and to last for a shorter time period: it starts at the stratopause and descends to altitudes around 25 km in two weeks. In comparison, the main warming for displacement-type SSWs lasts almost a month and does not impact levels below 35 km of altitude. The vertical extension to lower levels for split-type events is visible as well in the results of *A2012*. However, the main warming lasts longer for HPO data than for CMAM's.

5. In *A2012* an 18-day periodicity of the main warming is highlighted for displacement events: it is linked to wave number one Rossby waves. CMAM results point towards the same conclusion, as local maxima of temperature anomalies (occurring in days -54, -35, -17 and +3) show a similar oscillation and suggest a period of around 19 days.
6. Two months after the SSW the mesosphere seems to react in opposite ways regarding the type of event: a warm anomaly (up to +5 K) is seen for split SSWs whereas the anomaly is cold (up to -8 K) if the vortex has been displaced.
7. Concerning tropospheric signatures, once again anomalies are more pronounced for split-type SSWs: cold anomalies (up to -9 K) are observed during the two months before the event, then warm anomalies (+4 K) appear at the time of the SSW and last for a month and a half. This is in good agreement with our findings in *A2012*, except for a time shifting of around 20 days for the transition between cold anomalies and warm anomalies, which occurs later for HPO data.

4. Global analysis: temperature trends

In order to perform a more global analysis of the CMAM20 data series, we regroup data by regions chosen as follows. As the mean flow is mainly zonal, we consider zonal strips which spread around 10 degrees in latitude. Each strip is then divided into smaller regions, centred on different longitudes and regularly spaced around the Earth. The total number of regions for each strip varies according to which strip is considered: the closer it is to the pole, the less regions it has. This is done in order to obtain regions with surfaces of the same order of magnitude (10^6 km²). This order of magnitude is chosen accordingly to the characteristic dimensions of the dynamical phenomena studied in this paper: indeed, incursions of polar air during stratospheric warmings as well as Rossby waves typically extend from a few hundred kilometres to a few thousand kilometres. Table 3 gives the name, the latitude span and the number of regions of each strip. For each region, the mean temperature is calculated considering all grid points in the region, in order to obtain one series for each region. Then, it is possible to execute our methodology in each individual region; and to analyze the results for each strip in order to get even more global results. Results for each strip are acquired by calculating the mean results after we operate our methodology on each region, rather than by calculating a mean series for the whole strip and then run the methodology only once. Proceeding this way is not only more consistent and more relevant from a physical point of view, but it is also in better agreement with both our hypothesis and the methodology developed. Indeed, this allows to keep a regional viewpoint, thus a regional analysis of the temperature's evolutions, which makes sense as our methodology aims to characterize a physical phenomena that causes spatially limited perturbations. In more concrete terms, when a major stratospheric warming occurs for example, the vortex is either displaced or split, and the state of the atmosphere (regarding temperature or geopotential as well as wind speed and direction) varies significantly along parallels [Charlton and Polvani, 2007], which makes zonal mean values poor parameters to adequately represent the reality, contrary to regional parameters or to when more stable situations are analyzed (when no important dynamical phenomenon occur).

For six zonal strips which cover the entire globe (80N, 45N, 20N, 20S, 45S and 80S), we represent zonal temperature trends profiles (the background one and the mean one for each season, Figure 4) by calculating the mean profiles from the profiles of the multiple regions which form the strip.

1. Profiles for lower latitudes reveal lower trends than the ones of higher latitudes as well as less variations from one altitude to another.
2. As highlighted before, in the northern hemisphere the two summer profiles are very close to each other.
3. Southern hemisphere profiles indicate slightly lower trends than their northern counterpart.
4. For each graph, mean profiles point towards more pronounced trends in winter than in summer.
5. As noticed earlier on the HPO-located analysis of CMAM data, as well as on lidar data gathered at HPO [A2012], the wintertime background profile is closer to the summer profiles than the wintertime mean profile (except at some levels for southern hemisphere graphs, as discussed in the next point). This is one more contributing factor to strengthen our hypothesis and the methodology to distinguish and filter high dynamical activity. Nevertheless, one can notice that when the mean wintertime profile reaches very important values, and especially when it gets very different from summer profiles as in

graph (a) above 40 km, the background wintertime profile fails to match exactly the summer profiles. This might mean that at the altitudes and latitudes where the impact of the dynamical activity is the greatest, even the background component is affected by the dynamic events.

6. Concerning southern hemisphere graphs, the two summer profiles can differ from each other at some levels (in the mid-stratosphere as well as in the high mesosphere for (e) and (f)). This may be explained by the presence of an enhanced dynamical activity in summer (comparatively to the summer in the northern hemisphere), probably due to an influence of the large dynamic events that take place at the same time in the other hemisphere. Indeed, at such levels, the winter background profile gets closer to the summer background component rather than the summer mean, which corroborates the hypothesis of the presence of dynamical activity.

Another way to study the data is to carry out a comparison in longitude, inside the same zonal strip. Here we consider zonal strip 40N, so that we can both keep a global scale analysis and focus on the latitudes at which the bigger longitudinal variation is expected. Indeed, these latitudes correspond to the edges of the polar vortex: they feature non-zonal behaviour when important dynamic activity linked to high amplitude planetary waves – as stratospheric warmings – occur. We represent the longitudinal evolution of the mean temperature trend and the background temperature trend for both seasons at different altitudes (Figure 6).

1. As noticed earlier, the two summer trends are quite close to each other whereas winter trends can vary significantly both from each other and from summer trends values.
2. At every altitude and almost every longitude, the background winter trend is closer to the summer trends than the mean winter trend. Often, it is not even possible to significantly distinguish the winter background trend from summer ones. Once again, this echoes what we observed on both regional and zonal-mean data. At 51 km, the winter background trend gets closer to zero (than the winter mean one), or even reaches negative values, as we have noticed on HPO lidar data series [A2012].
3. Differences are visible along the longitude, especially for the winter mean trend at 45 km and 65 km, and not as much for both the winter background trend and summer trends. The winter mean component points toward more pronounced trends around 75°W-150°W and less pronounced trends around 50°E-125°E. This is corroborated by the measurements made at Table Mountain Facility (34,4°N, 117,7°W) [Randel *et al.*, 2009; Keckhut *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011] which indicate larger trends than the ones obtained at HPO (43.94°N, 5.71°E) [A2012]. As we can see on our results, the maximum of the difference between these two stations is reached at altitude 65 km, as reported by Li *et al.* [2011].
4. In conclusion, this shows that important dynamical activity not only is the largest contributing factor to the difference between observed (mean) trends in summer and in winter, but also has significant influence on the longitudinal variation of observed wintertime temperature trends. The impact of large dynamic events varies with longitude, which affects observed trends.

5. Global analysis: evolution of the temperatures during a SSW event

We consider the composite zonal temperature anomalies evolutions in the middle and high latitudes during a major stratospheric warming in the northern hemisphere. These evolutions are represented for each strip (the first six strips of Table 3, from 80N to 35N), and we make the distinction between split-type events and displacement-type events (Figures 6 and 7 show the results for two strips, please be aware the temperature colour scale is not the same for the two figures). The SSWs analyzed are the same as above (see Table 2). We can compare these figures between each other, i.e. we can examine how regions of different latitudes react to a stratospheric warming. Keep in mind that the differences observed between split-type events and displacement-type events may be amplified (or in some cases created) by the different sampling sizes of the two populations (four splits versus nine displacements).

1. The higher the latitude, the more marked the anomalies. This echoes in a way what was stressed for trends profiles (Figure 5). The main warming region reaches a maximum of +4 K (displacement or split) at mid-latitude (35N, 40N and 45N) and +15 K (displacement) to +30 K (split) at the pole (70N and 80N). In the same way, the main cold anomaly goes from -5 K (displacement or split) for strips 35N, 40N and 45N to -15 K (displacement) and -20 K (split) for 70N. Cold anomalies at the pole are even higher: -20 K for displacements and -30 K for splits.
2. The region of main cooling is significantly less pronounced for displacement events than for split-type ones, especially at mid-latitude where it is almost missing.
3. Regarding the time shift between the main warming and the main cooling, it increases with latitude (the main cooling occurs after the main warming). It starts from zero at mid-latitude and attains around 20 days for latitudes higher than 65°N. This phenomenon is slightly more marked for displacement events, and is related to the development of the breaking of the vortex and its reformation, which occur on the edge of the vortex and propagate gradually and vertically.
4. Finally, one can notice for higher latitudes a descent of warm air from the high mesosphere to the high stratosphere which takes place after the main warming, as remarked by *Orsolini et al.* [2010]. This descent « is also accompanied by the rapid formation of an anomalously warm polar mesospheric layer, i.e. an elevated polar stratopause, near 75km, and its slower descent to pre-warming level (near 1 hPa) over 1.5-2 months. » All of this stands in exact conformity to what we observe here. Therefore the CMAM model renders in a way very consistent to reality this phenomenon which is directly linked to an important dynamical perturbation.

Now focusing on the southern hemisphere, we represent the evolution of temperature anomalies during the winter 2002 (Figure 9) when a major stratospheric warming occurred in late September. This figure can be compared to the composite mean evolution of temperature anomalies during an usual winter without major SSW (Figure 10), calculated with the 20 other years (i.e. all years from 1990 to 2010 except 2002). The winter of 2002 clearly distinguishes from other winters, as highlighted by the following points.

1. On one hand, the usual evolution features a gradual descent of a warm anomaly which starts in late April in the upper mesosphere and ends at the very beginning of the summer in the mid-stratosphere, showing a regular trend of -10 km per month. This concurs with a gradual

breakdown of the polar vortex. On the other hand, during winter 2002 the descent of the warm anomaly is twice as faster, as mid-stratosphere levels are reached as soon as mid-June (the mean trend is -20 km per month). Then the warm anomaly remains at the same levels until the end of the winter. The descent pattern for winter 2002 was explored by *Liu and Roble* [2005]: it is linked to multiple planetary waves that penetrate into the mesosphere before the warming, as does the signal we observe in CMAM data. *Dowdy et al.* [2004] also state that the reversal in the mesospheric winds precedes the warming events.

2. The intensity of winter 2002 anomalies is also quite remarkable as both the main stratospheric warming and the associated cold anomaly of the mesosphere display very high values (up to +15 K and -15 K) for three months. During an usual winter, with no major SSW, the main warming does not exceed +8 K and lasts for a month and a half; and the mesospheric cooling is quite limited as well (no more than -7 K for a few days only). The mesospheric response to the 2002 stratospheric warming is similar to the one observed during northern hemisphere SSWs, which is in good agreement with the findings of *Dowdy et al.* [2004].
3. One can note that the date of the warming (September 25th) is quite different from the moment when the main warm anomaly occurs. The winds at 10 hPa may take longer to reverse after the mid-stratospheric main warming than in the northern hemisphere.

Concerning the longitudinal comparison of the impact of stratospheric warmings, we follow the same process as what was done for the study of temperature trends: we consider the zonal strip 40N and we represent the composite temperature anomaly evolutions during split-type events and displacement-type events for each one of the 8 regions which constitute the strip. In the present paper, we chose to display two regions which are diametrically opposite on the globe and feature composite evolutions that are quite different from each other: the first one stretches from 45°E to 90°E (Figure 11), the second one extends from 90°W to 135°W (Figure 12). Globally, the comparison of the 16 figures (two for each region) leads to multiple remarks.

1. The main warming for regions between 45°W and 180°W is more intense as well as more limited, both spatially and temporally, than for other longitudes where the main warming is more diffuse.
2. A gradual shift in the (central) date of the main warming is noticed: it goes from 20 days before the date of the SSW (around 90°E) to 10 days after the event (at 45°W). Therefore the maximum of the perturbation caused by a SSW can be perceived as much as one month apart according to the longitude of the region, even at the same latitude. This variation follows the global eastward flow of the stratosphere in winter at mid-latitudes, and it is in good agreement with the weakening of such a circulation during a major SSW event, as it indicates a mean wind speed of only 10 m.s⁻¹.
3. The regions between 0° and 90°E appear to be a good choice of places to distinguish between split-type events and displacement-type events, as around 40 days before the SSW the high mesosphere presents a warm anomaly for split-type events and a small cold anomaly for displacement-type events.

6. Discussion and conclusion

A novel methodology based on the statistical distinction between two modes of temperature anomalies was first developed using a lidar series from HPO [A2012]. In this paper, we show it is both possible and insightful to apply the very same methodology to larger data sets such as ones which stem from long model runs. Overall, our findings from the study of HPO data remain true on larger regions, with differences in magnitude according to the latitude considered, and smaller differences according to the longitude.

More precisely, using these calculations on the CMAM20 dataset, we observe that the background and the dynamical components can be separated. Globally, mean temperature trends are greater in winter than in summer, in the northern hemisphere rather than in the southern hemisphere, and in the polar regions rather than at mid-latitude or in the tropics. Indeed, the dynamical activity of the middle atmosphere is enhanced during the wintertime period and is larger in the northern hemisphere where high latitude continents cause increased gravity wave activity. Concerning background trends, the wintertime component is less pronounced than the mean one, and thus the whole background trend profile is in better agreement with the summertime profiles (mean or background). Therefore, the high dynamical activity during winter is the main cause explaining why observed (mean) trends differ between winter and summer. Summertime mean and background profiles are very similar, except in the southern hemisphere at some latitudes and for some altitudes. This may stem from a certain degree of dynamical activity, which our analysis confirms as the two background profiles are close to each other. The variations of the mean trend according to the longitude are of smaller amplitude, and once again our findings pinpoint the dynamical activity as the main contributor to these variations.

As regards the evolution of temperature anomalies during a SSW, the higher the latitude, the greater the anomalies. For high latitudes, the main warming is more concentrated on the date of the event, whereas for mid-latitude regions the positive anomalies are more spread out throughout the winter as several outbreaks of small warmings precede the main one. The mesospheric cooling associated to the stratospheric main warming is less pronounced for split type events and is delayed, all the more so as the latitude is higher. Concerning the southern hemisphere, winter 2002 stands out as a very distinct one as the descent of the warm anomaly was twice as much faster as usual; the anomaly was also of much greater amplitude and stayed at stratospheric levels for a very long time (almost four months). When comparing the temperature anomalies for different longitudes, we witness the global eastward mean flow as the date of the main warming varies according to the longitude. It is also possible to identify the best regions, times of the winter and altitudes where split-type events and displacement-type ones have different effects on the atmosphere and therefore can be distinguished the more easily, even before the date of the SSW.

7. Acknowledgments

The authors would like to thank the whole CMAM team for their prompt answers and precious advice and information, and especially Ted Shepherd.

CMAM20 project is supported by the Canadian Space Agency.

The authors thank two anonymous reviewers and the editor, ..., for comments that significantly improved the manuscript.

8. References

- Angot, G., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and C. Claud (2012), Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N), *J. Geophys. Res.*, 117, D21102, doi:10.1029/2012JD017631.
- Beig, G., et al. (2003), Review of mesospheric temperature trends, *Rev. Geophys.*, 41(4), 1015, doi:10.1029/2002RG000121.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks, *J. Clim.*, 20(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1.
- Dowdy, A. J., R. A. Vincent, D. J. Murphy, M. Tsutsumi, D. M. Riggin, and M. J. Jarvis (2004), The large-scale dynamics of the mesosphere–lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14102, doi:[10.1029/2004GL020282](https://doi.org/10.1029/2004GL020282).
- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin (1983), Mid-latitude lidar observations of planetary waves in the middle atmosphere during the winter of 1981–1982, *J. Geophys. Res.*, 88(C6), 3843–3849, doi:10.1029/JC088iC06p03843.
- Hitchcock, P., T. G. Shepherd, and C. McLandress (2009), Past and future conditions for polar stratospheric cloud formation simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 483–495, doi:10.5194/acp-9-483-2009.
- Keckhut, P., et al. (2011), An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 73(5–6), 627–642, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.003.
- Li, T., T. Leblanc, I. S. McDermid, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and X. Dou (2011), Middle atmosphere temperature trend and solar cycle revealed by long-term Rayleigh lidar observations, *J. Geophys. Res.*, 116, D00P05, doi:10.1029/2010JD015275.

- Liu, H.-L., and R. G. Roble (2005), Dynamical coupling of the stratosphere and mesosphere in the 2002 Southern Hemisphere major stratospheric sudden warming, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13804, doi:10.1029/2005GL022939.
- McLandress, C., and T. G. Shepherd (2009), Impact of climate change on stratospheric sudden warmings as simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model, *J. Climate*, 22, 5449–5463.
- McLandress, C., et al. (2012), Dynamical control of the mesosphere by orographic and non-orographic gravity wave drag during the extended northern winters of 2006 and 2009, *J. Atmos. Sci.*, doi:10.1175/jas-d-12-0297.1.
- Orsolini, Y. J., J. Urban, D. P. Murtagh, S. Lossow, and V. Limpasuvan (2010), Descent from the polar mesosphere and anomalously high stratopause observed in 8 years of water vapor and temperature satellite observations by the Odin Sub-Millimeter Radiometer, *Journal of Geophysical Research*, 115, D12305, doi:10.1029/2009JD013501.
- Ramaswamy, V., et al. (2001), Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39(1), 71–122, doi:10.1029/1999RG000065.
- Randel, W. J., et al. (2009), An update of observed stratospheric temperature trends, *J. Geophys. Res.*, 114, D02107, doi:10.1029/2008JD010421.
- Rienecker, M. M., and Coauthors (2011), MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24, 3624–3648. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- SPARC CCMVal (2010), SPARC report on the evaluation of chemistry-climate models. SPARC Rep. 5, WCRP Rep. 132, and WMO Tech. Doc. 1526, XX pp.
- U.S. Standard Atmosphere (1976), *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C.

9. Figure captions

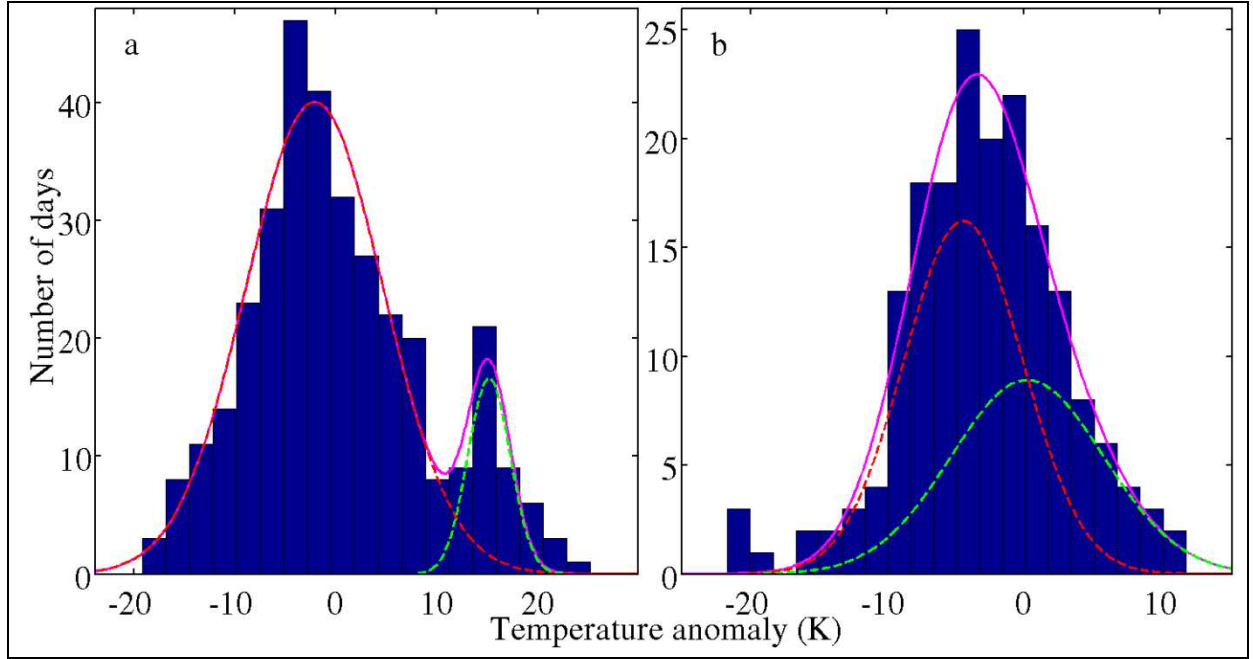


Figure 1: Temperature anomalies distributions at 48 kms for (a) the second half of February (all years considered) and (b) winter 1992-1993. Values used for this calculation relate to the region centred on HPO (see section 4 and table 3 for a complete description of the regions we consider in this study). Magenta lines show double Gaussian fit of the distributions. Dashed Gaussian curves represent the individual components of the fit. The red one is the background mode, the green one is the dynamical mode.

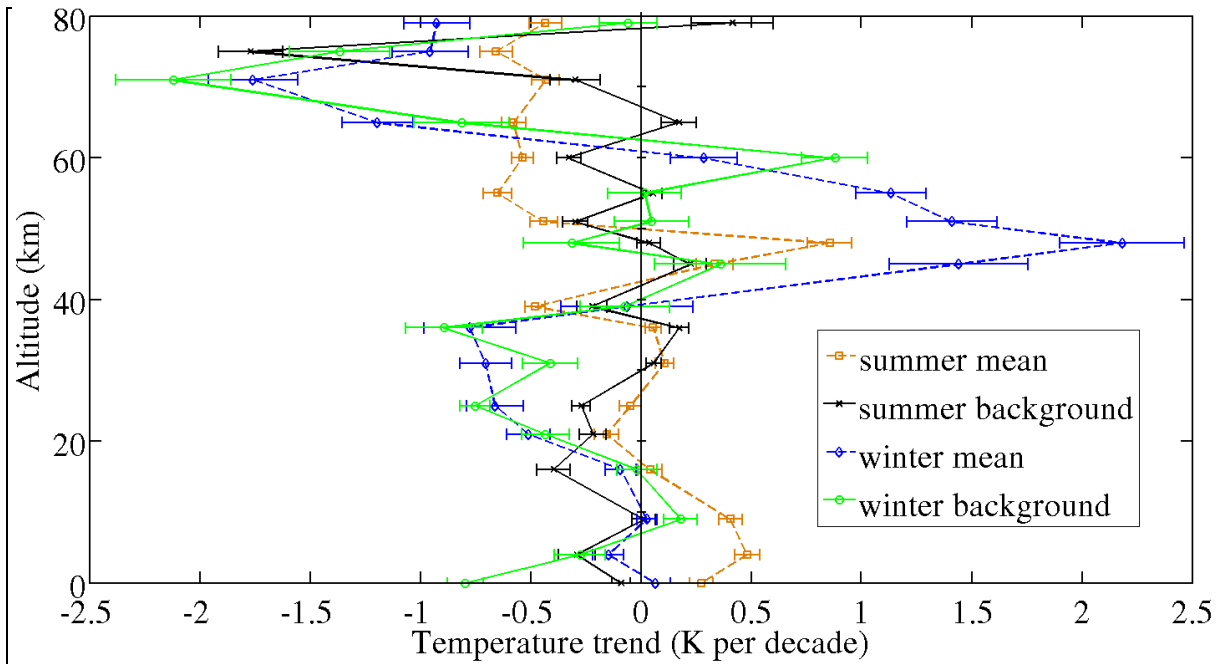


Figure 2: Compared linear trends profiles of the background temperature and the mean temperature for winter and summer periods. From left to right at ground level (0 km): winter

background trend (green line and circles), summer background trend (black line and crosses), winter mean trend (blue dashed line and diamonds), and summer mean trend (orange dashed line and squares). The total width of error bars is 4 sigma.

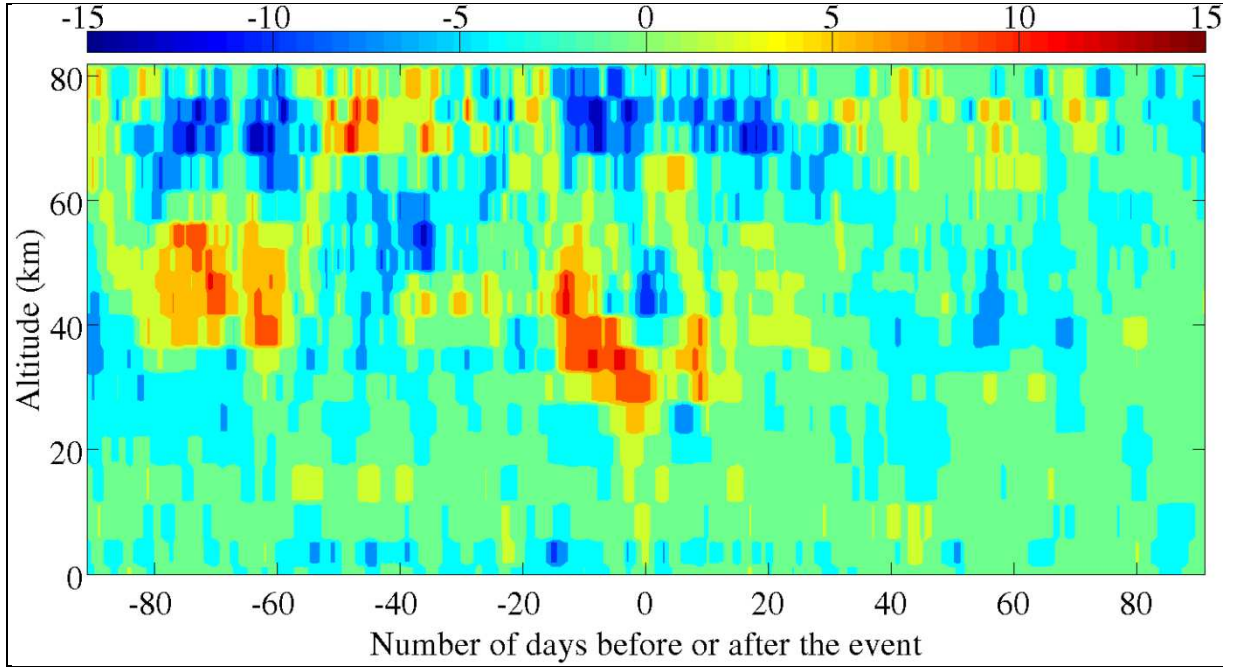


Figure 3: Composite split-type SSW temperature anomaly evolution (mean of 4 events, listed in Table 2). Results are represented from 90 days before the date of the event to 90 days after it. CMAM data corresponding to HPO's localization is used to calculate this figure.

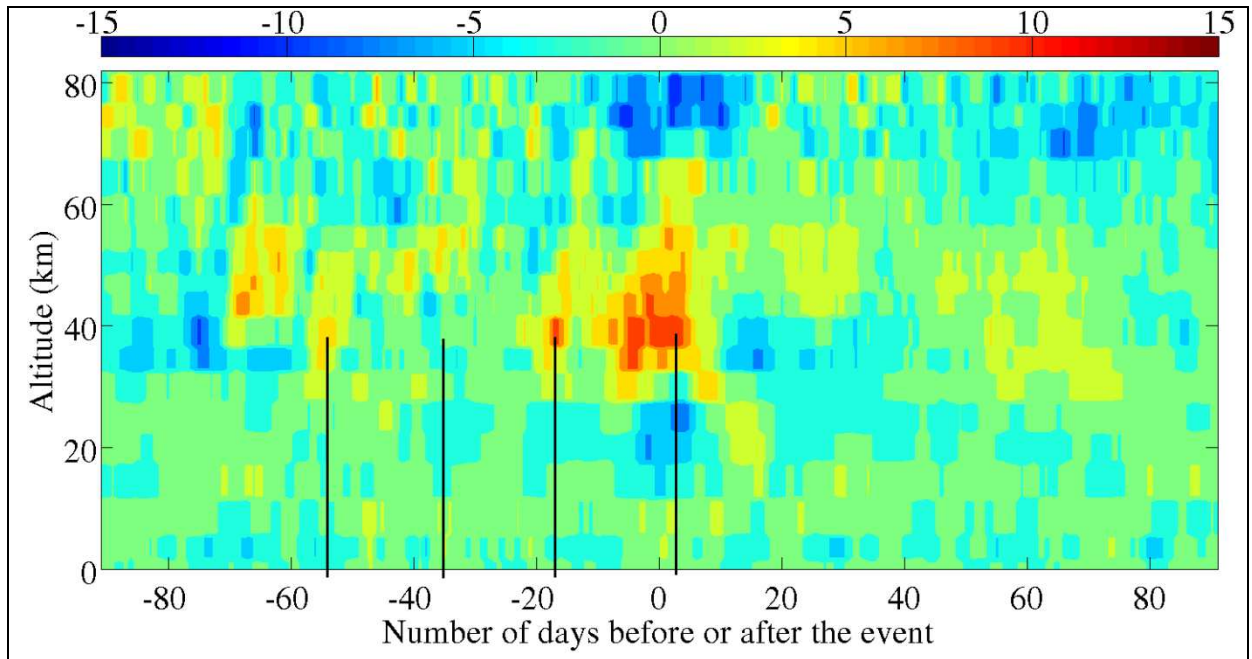


Figure 4: Composite displacement-type SSW evolution (mean of 9 events). The vertical lines denote local maxima of anomalies at 40 km. Their abscissas are -54, -35, -17 and +3.

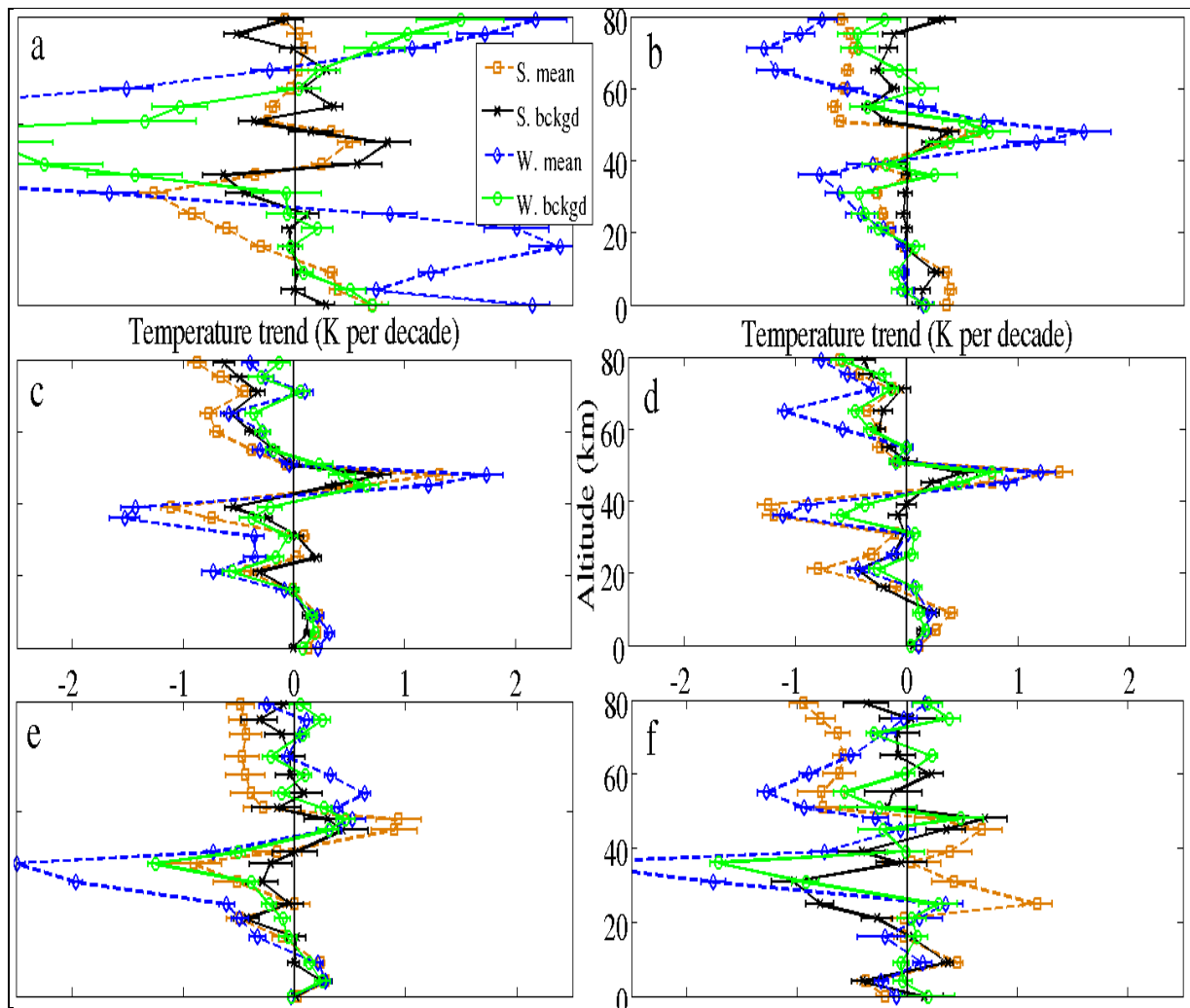


Figure 5: Compared trends profiles (mean and background trends for both seasons, same colours as in figure 2) for different zonal strips: 80N (a), 45N (b), 20N (c), 20S (d), 45S (e) and 80S (f). Summer means April to September for the northern hemisphere, and October to March for the southern hemisphere. To ensure an easier comparison between graphs, horizontal and vertical scales are the same. The total width of error bars is 4 sigma.

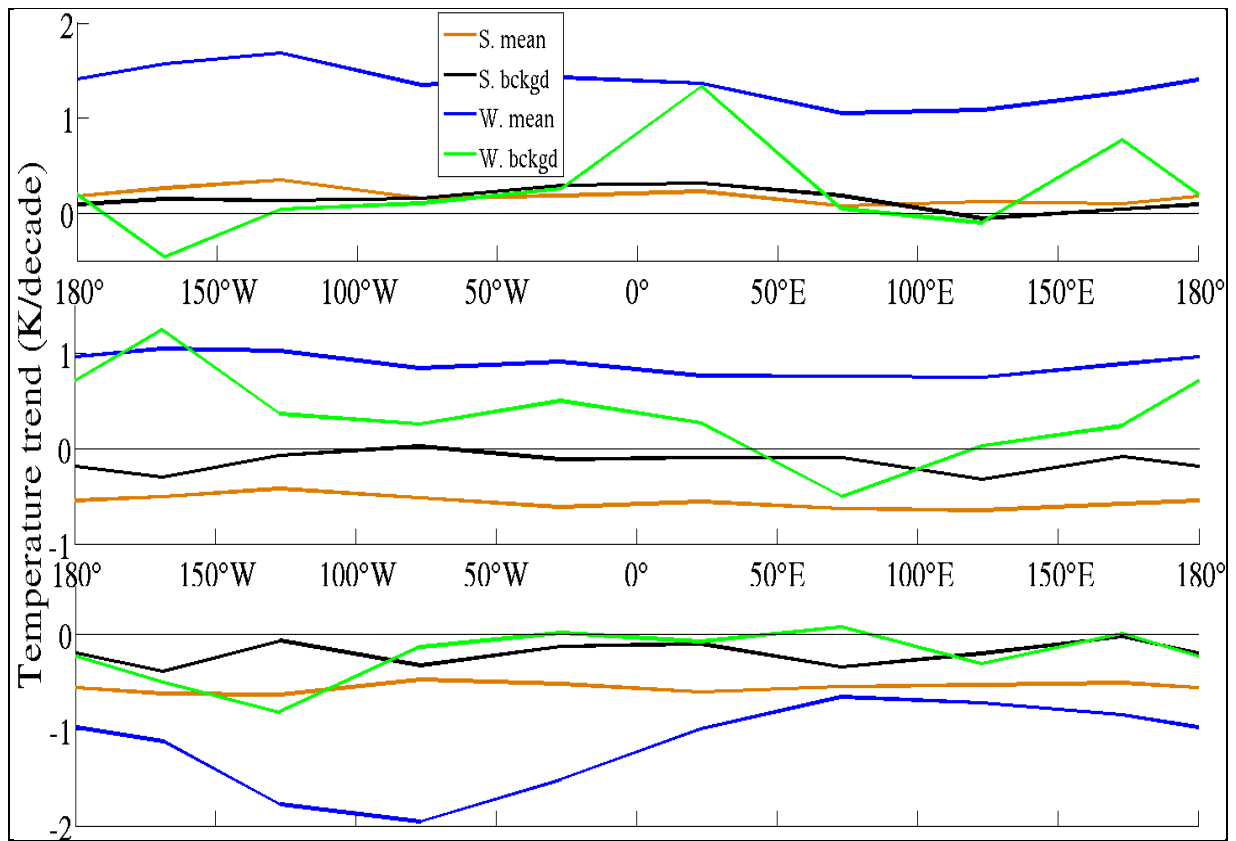


Figure 6: Mean trends for zonal strip 40N for different longitudes at altitudes 45 km (bottom), 51 km (center) and 65 km (top).

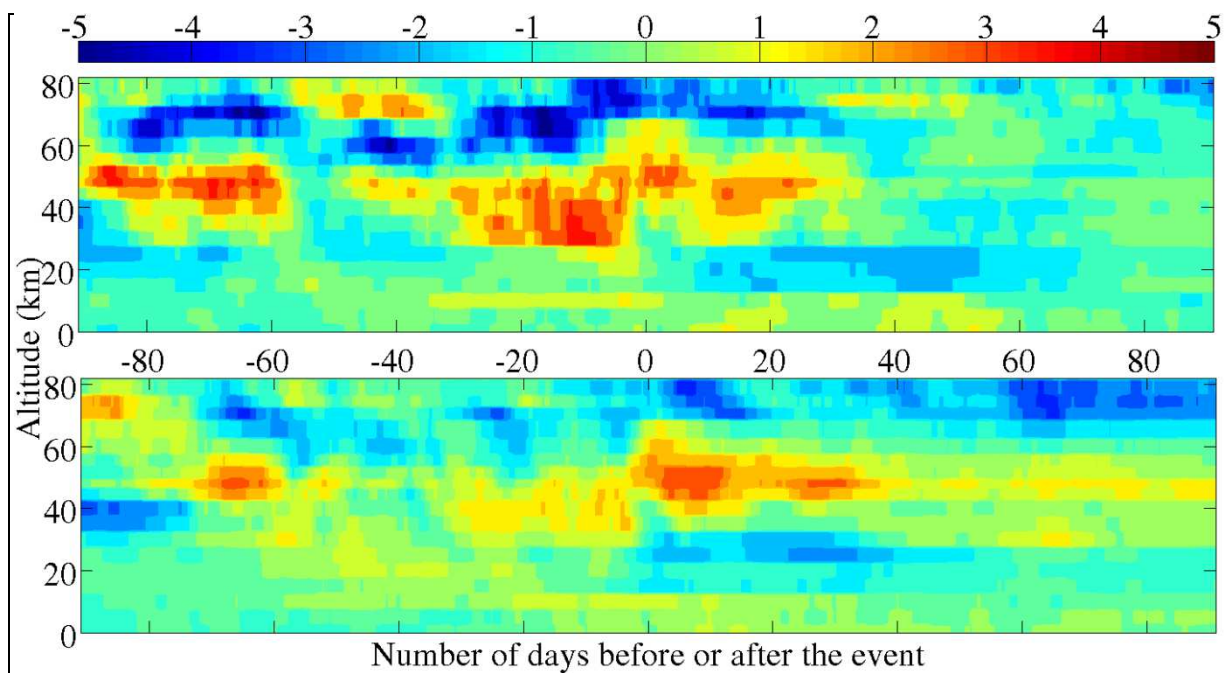


Figure 7: Zonal mean composite SSW evolution for zonal strip 40N: split-type (top, mean of 4 events) and displacement-type (bottom, mean of 9 events) SSWs.

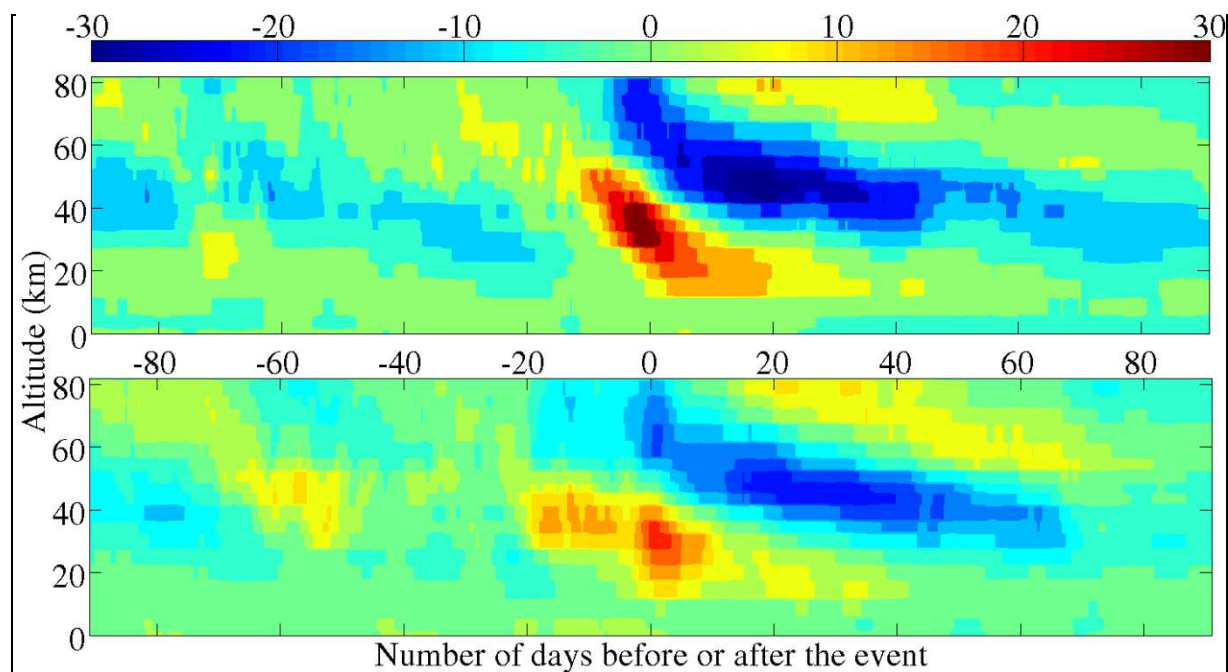


Figure 8: Zonal mean composite SSW evolution for zonal strip 80N: split-type (top) and displacement-type (bottom) events.

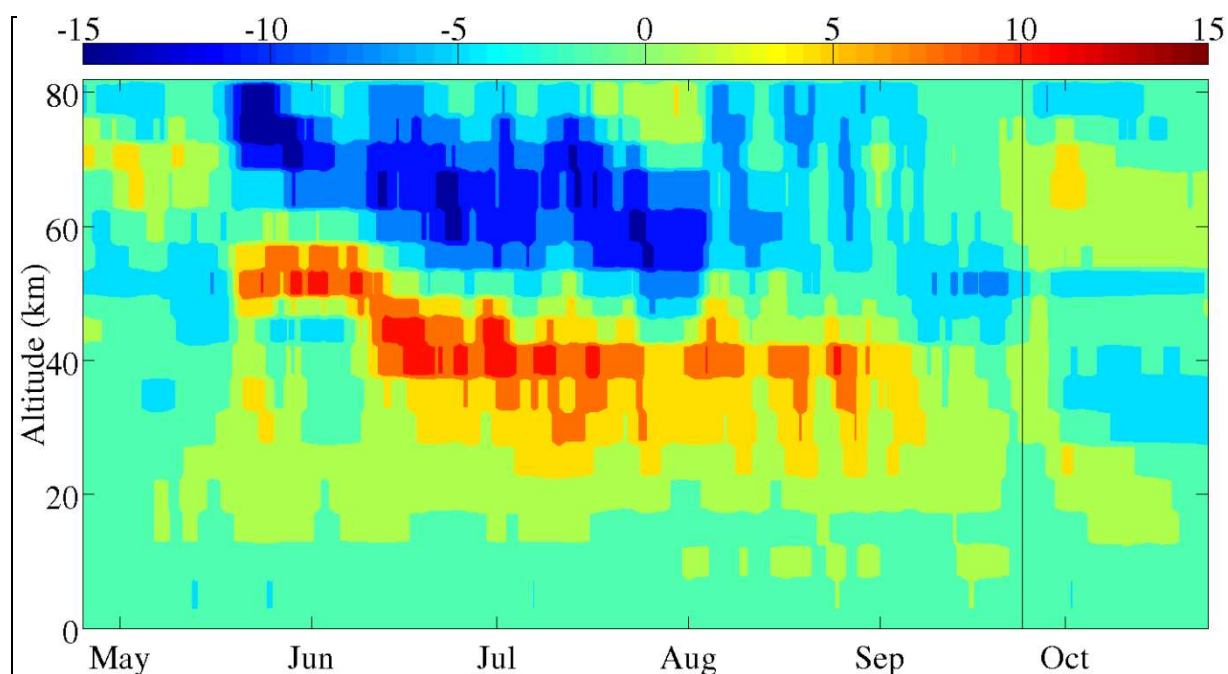


Figure 9: Zonal mean temperature anomaly evolution for zonal strip 45S for winter 2002. The vertical line indicates the date of the major SSW, i.e. September 25th.

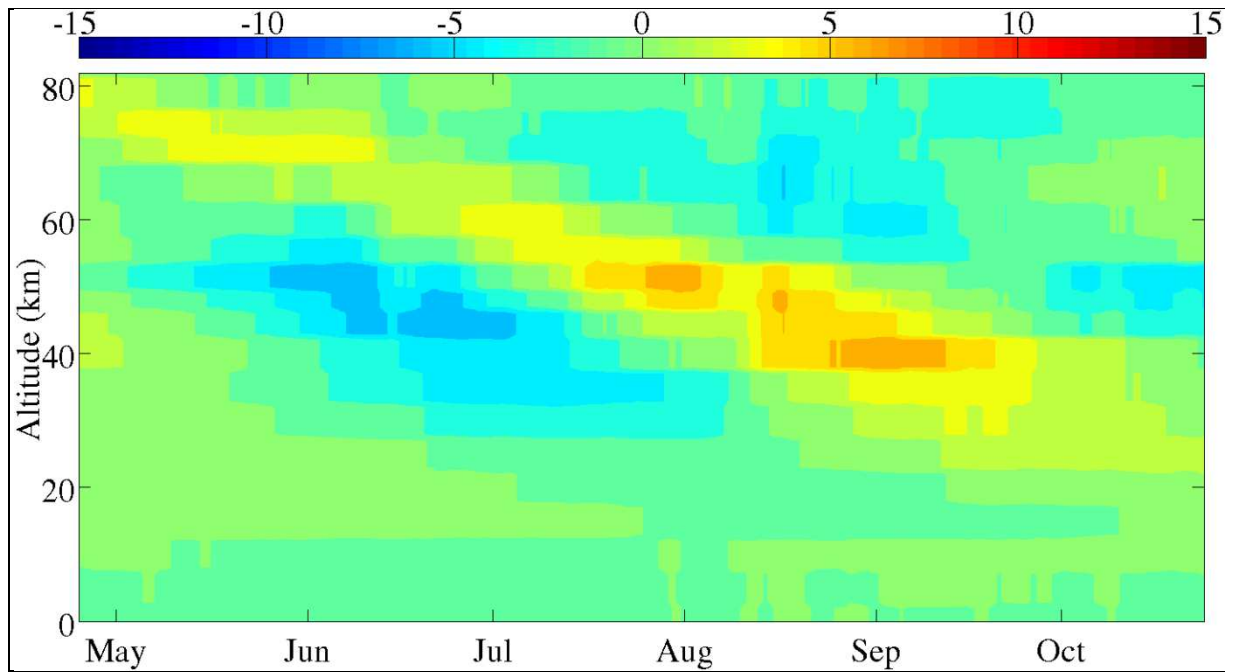


Figure 10: Zonal mean temperature anomaly evolution for zonal strip 45S. Mean of 20 winters (every winter from 1990 to 2010 except winter 2002).

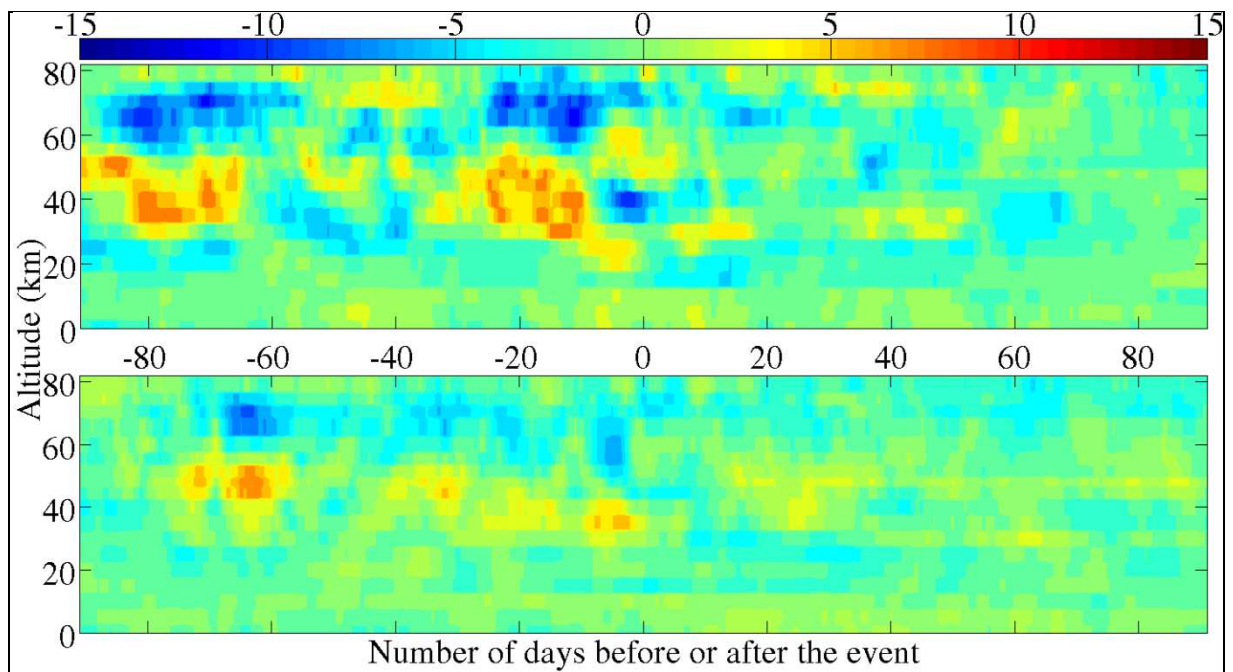


Figure 11: Composite temperature anomaly evolution for the region of zonal strip 40N, between 45°E and 90°E: split-type (top, mean of 4 events) and displacement-type (bottom, mean of 9 events) SSWs.

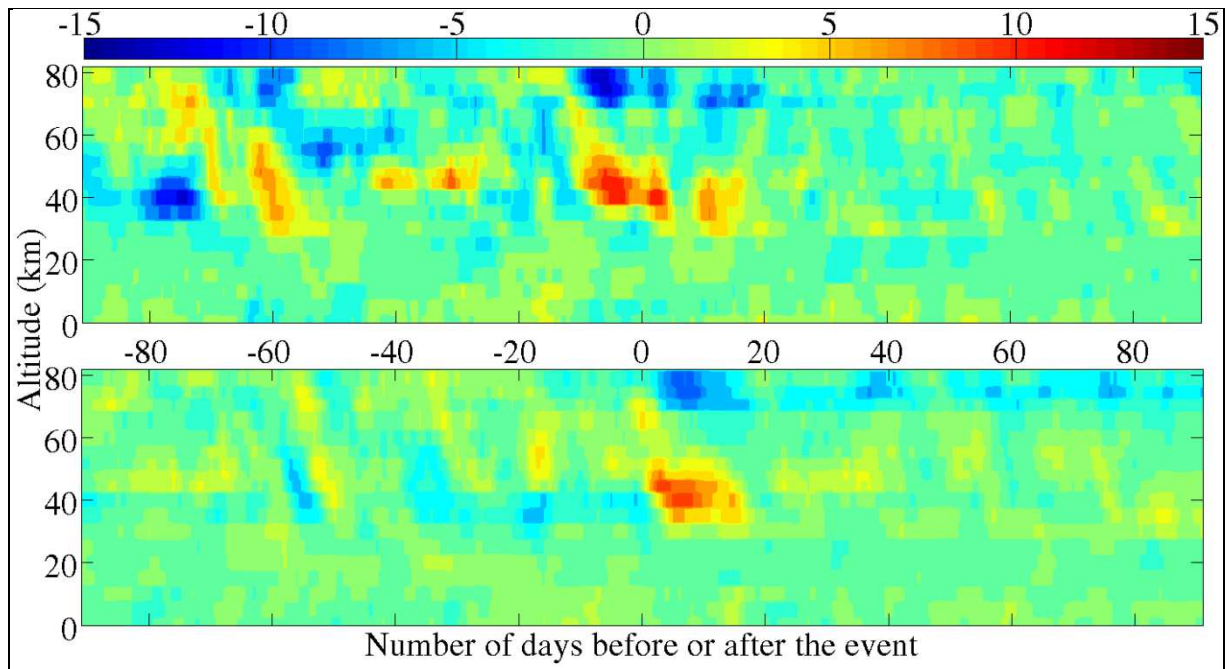


Figure 12: Composite temperature anomaly evolution for the region of zonal strip 40N between 90°W and 135°W: split-type (top, mean of 4 events) and displacement-type (bottom, mean of 9 events) SSWs.

10. Tables

Table 1: Coordinates of Haute-Provence Observatory, Météo-France station and of the CMAM grid point chosen.

Place	HPO	Météo-France station	CMAM grid point
Latitude	43.94°N	43.86°N	42.68°N
Longitude	5.71°E	4.41°E	3.75°E

Table 2: Dates and type (D for Displacement and S for Split) of the major SSWs which are analyzed in this study.

Date	Type
15 Dec. 1998	D
26 Feb. 1999	S
20 March 2000	D
12 Feb. 2001	D
30 Dec. 2001	S
18 Jan. 2003	D
5 Jan. 2004	D
21 Jan. 2006	D
24 Feb. 2007	D
22 Feb. 2008	D
24 Jan. 2009	S
9 Feb. 2010	S
24 March 2010	D

Table 3: Name, latitude span and number of regions of the zonal strips considered in this study.

Name of the zonal strip	Latitude span	Number of regions
80N	76°N - 87°N	4
70N	65°N - 72.5°N	6
57N	54°N - 61°N	8
45N	42.5°N - 50°N	8
40N	35.5°N - 46°N	8
35N	31.5°N - 39°N	8
20N	16.5°N - 24°N	8
20S	16.5°S - 24°S	8
45S	42.5°N - 50°N	8
80S	76°S - 87°S	4

Bibliographie

- Ahlquist, Jon E.** (1985), Climatology of Normal Mode Rossby Waves. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2059–2068.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy** (1987), *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, Waltham, Massachusetts.
- Angot, G., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and C. Claud** (2012), Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N), *J. Geophys. Res.*, 117, D21102, doi :10.1029/2012JD017631.
- Baldwin, M.P., Cheng, X., Dunkerton, T.J.** (1994), Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1141–1144.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton** (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
- Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P.H., Randel, W.J., Holton, J.R., Alexander, M.J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D.B.A., Kinnnersley, J.S., Marquardt, C., Sato, K., Takahashi, M.** (2001), The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, 39, 179–229.
- Baldwin, M.P., Stephenson, D.B., Thompson, D.W.J., Dunkerton, T.J., Charlton, A.J., O'Neill, A.** (2003), Stratospheric memory and extended-range weather forecasts. *Science* 301, 636–640.

- Baldwin, M.P., Dameris, M., Shepherd, T.G.** (2007), How will the stratosphere affect climate change? *Science* 316, 1576–1577.
- Becker, E. and Fritts, D. C.** (2006), Enhanced gravity-wave activity and interhemispheric coupling during the MaCWAVE/MIDAS northern summer program 2002, *Ann. Geophys.*, 24, 1175-1188, doi:10.5194/angeo-24-1175-2006.
- Beig, G., et al.** (2003), Review of mesospheric temperature trends, *Rev. Geophys.*, 41, 1015, doi: 10.1029/2002RG000121.
- Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A, Mangin, A, Cot, C, Talagrand, O, Simon, P, Kyrola, E, Roscoe, H, Hembise, O, and Brasseur, G. P.** (1999), The MSDOL project: Assimilation of Gomos Ozone Data in a 3-D chemistry-transport model, *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar-Terrestrial and Planetary Science*, 24, 435-437.
- Brasseur, G. P. and Solomon, S.** (2005), Aeronomy of the middle atmosphere, *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Ed. Springer, 644p.
- Butchart, N., et al.** (2006), Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation, *Clim. Dyn.*, 27, 727–741, doi: 10.1007/s00382-006-0612-4.
- Charlton, A. J., O'Neill, A., Lahoz, W.A. and Massacand, A.C.** (2004), Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130 (600). pp. 1771-1792. ISSN 1477-870X doi: 10.1256/qj.03.167.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani** (2007), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *J. Climate*, 20(3), 449-469, doi: 10.1175/JCLI3996.1.

- Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen, and D. Rind** (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations, *J. Clim.*, 20(3), 470–488, doi: 10.1175/JCLI3994.1.
- Cho, Y.-M., G. G. Shepherd, Y.-I. Won, S. Sargoytchev, S. Brown, and B. Solheim** (2004), MLT cooling during stratospheric warming events, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10104, doi :10.1029/2004GL019552.
- Coy, L., S. D. Eckermann, K. W. Hoppel, and F. Sassi** (2011), Mesospheric precursors to the major stratospheric sudden warming of 2009: Validation and dynamical attribution using a ground-to-edge-of-space data assimilation system, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 3, M10002, doi:10.1029/2011MS000067.
- de Laat, A. T. J. and M. van Weele** (2011), The 2010 Antarctic ozone hole: Observed reduction in ozone destruction by minor sudden stratospheric warmings, *Scientific Report 1*, Article number:38, doi: 10.1038.
- Deckert, R., and M. Dameris** (2008), From ocean to stratosphere, *Science*, 322, 53–55.
- Dowdy, A. J., R. A. Vincent, D. J. Murphy, M. Tsutsumi, D. M. Riggin, and M. J. Jarvis** (2004), The large-scale dynamics of the mesosphere–lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14102, doi :10.1029/2004GL020282.
- Drob, D. P., et al.** (2008), An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07, *J. Geophys. Res.*, 113, A12304, doi: 10.1029/2008JA013668.

- Dunkerton, T. J., D. P. Delisi, and M. P. Baldwin** (1998), Middle atmosphere cooling trend in historical rocketsonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3371–3374, doi:10.1029/98GL02385.
- Eyring, V., et al.** (2006), Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, 111, D22308, doi:10.1029/2006JD007327.
- Gebhardt, C., Rozanov, A., Hommel, R., Weber, M., Bovensmann, H., Burrows, J. P., Degenstein, D., Froidevaux, L., and Thompson, A. M.** (2013), Stratospheric ozone trends and variability as seen by SCIAMACHY during the last decade, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 11269–11313, doi:10.5194/acpd-13-11269-2013.
- Gillett, N., and D. W. J. Thompson** (2003), Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 302, 273–275.
- Godin, S., M. Marchand, A. Hauchecorne, and F. Lefèvre** (2002), Influence of Arctic polar ozone depletion on lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (43.92°N, 5.71°E), *J. Geophys. Res.*, 107, 8272, doi:10.1029/2001JD000516.
- Goncharenko, L., J. L. Chau, P. Condor, A. Coster, and L. Benkevitch** (2013), Ionospheric effects of sudden stratospheric warming during moderate-to-high solar activity: Case study of January 2013, *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi:[10.1002/grl.50980](https://doi.org/10.1002/grl.50980).
- Hansen, J., et al.** (1997), Forcings and chaos in interannual to decadal climate change, *J. Geophys. Res.*, 102(D22), 25679–25720, doi:10.1029/97JD01495.

- Hare, S. H. E., L. J. Gray, W. A. Lahoz, A. O'Neill, and L. Steenman-Clark** (2004), Can stratospheric temperature trends be attributed to ozone depletion?, *J. Geophys. Res.*, 109, D05111, doi :10.1029/2003JD003897.
- Hauchecorne, A., and M.-L. Chanin** (1980), Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7(8), 565–568, doi :10.1029/GL007i008p00565.
- Hauchecorne, A., and M.-L. Chanin** (1983), Mid-latitude lidar observations of planetary waves in the middle atmosphere during the winter of 1981–1982, *J. Geophys. Res.*, 88(C6), 3843–3849, doi:10.1029/JC088iC06p03843.
- Hauchecorne, A., M.-L. Chanin, and P. Keckhut** (1991), Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33–87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, *J. Geophys. Res.*, 96(D8), 15297–15309, doi:10.1029/91JD01213.
- Hedin, A.E.** (1991), Extension of the MSIS thermosphere model into the lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 96, 1159–1172.
- Hirota, I., and T. Hirooka** (1984), Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part I: First symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1253–1267, doi:10.1175/1520-0469.
- Hitchcock, P., T. G. Shepherd, and C. McLandress** (2009), Past and future conditions for polar stratospheric cloud formation simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 483–495, doi:10.5194/acp-9-483-2009.
- Hitchcock, Peter, Theodore G. Shepherd, Gloria L. Manney** (2013), Statistical Characterization of Arctic Polar-Night Jet Oscillation Events. *J. Climate*, 26, 2096–2116, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00202.1>.

- Jeannet, P. , C. Bower, and B. Calpini** (2008), Global criteria for tracing the improvements of radiosondes over the last decades, *Instruments and Observing Methods*, 95, WMO, http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/documents/gruanmanuals/CIMO_IOM/Tracing-improv_last-decades.pdf.
- Karlsson, B., H. Körnich, and J. Gumbel** (2007), Evidence for interhemispheric stratosphere-mesosphere coupling derived from noctilucent cloud properties, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16806, doi:[10.1029/2007GL030282](https://doi.org/10.1029/2007GL030282).
- Keckhut, P., A. Hauchecorne and M.-L. Chanin** (1993), A critical review on the data base acquired for the long term surveillance of the middle atmosphere by french Rayleigh lidars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 850-867.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, and M.-L. Chanin** (1995), Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes, *J. Geophys. Res.*, 100(D9), 18887–18897, doi:[10.1029/95JD01387](https://doi.org/10.1029/95JD01387).
- Keckhut, P., S. McDermid, D. Swart, T. McGee, S. Godin-Beekmann, A. Adriani, J. Barnes, J-L. Baray, H. Bencherif, H. Claude, G. Fiocco, G. Hansen, A. Hauchecorne, T. Leblanc, C.H. Lee, S. Pal, G. Megie, H. Nakane, R. Neuber, W. Steinbrecht, and J. Thayer** (2004), Review of ozone and temperature lidar validations performed within the framework of the network for the detection of stratospheric change *J. Environ. Monit.*, 6, 721-733.
- Keckhut P., C. Cagnazzo, M-L. Chanin, C. Claud, and A. Hauchecorne** (2005), The 11-year solar-cycle in the temperature in the upper stratosphere and mesosphere: part I assessment of observations, *J. Atm. Terr. Sol. Phys.*, 67, 940-947, doi : [10.1016/j.jastp.2005.01.008](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.01.008).

- Keckhut, P., W.J. Randel, C. Claud, T. Leblanc, W. Steinbrecht, B.M. Funatsu, H. Bencherif, I.S. McDermid, A. Hauchecorne, C. Long, R. Lin, and G. Baumgarten** (2011a), An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73(5-6), 627-642, doi :10.1016/j.jastp.2011.01.003.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, T. Kerzenmacher, and G. Angot** (2011b), Modes of variability of the vertical temperature profile of the middle atmosphere at mid-latitude: Similarities with solar forcing, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi : 10.1016/j.jastp.2011.05.012.
- Kerzenmacher T.E., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M.L. Chanin** (2006), Methodological uncertainties in multi-regression analyzes of middle-atmospheric data series, *J. Environ. Monit.*, 8, 682-690, doi :10.1039/b603750j.
- Körnich, H.** (2010), Predictability of the coupled troposphere-stratosphere system, *Contribution to "Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions from days to years"*, 6 - 9 September 2010, ECMWF, Reading, UK.
- Krüger, K., B. Naujokat, and K. Labitzke** (2005), The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere 2002: A comparison to Northern Hemisphere phenomena. *J. Atmos. Sci.*, 62, 603–613.
- Kvissel, O.-K., Orsolini, Y. J., Stordal, F., Limpasuvan, V., Richter, J., Marsh, D. R.** (2012), Mesospheric intrusion and anomalous chemistry during and after a major stratospheric sudden warming, *J. of Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Volumes 78–79, April 2012, Pages 116-124, ISSN 1364-6826, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2011.08.015>.

- Labitzke, Karin** (1972) Temperature Changes in the Mesosphere and Stratosphere Connected with Circulation Changes in Winter. *J. Atmos. Sci.*, 29, 756–766.
- Labitzke, K.** (1981), Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics, *Journal of Geophysical Research.*, 86(C10), 9665–9678, doi:10.1029/JC086iC10p09665.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, P. Keckhut, A. Hauchecorne, C. Y. She, and D. A. Krueger** (1998), Temperature climatology of the middle atmosphere from long-term lidar measurements at middle and low latitudes, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,191–17, 204.
- Lee, S., and Feldstein, S. B.** (2013), Detecting Ozone- and Greenhouse Gas–Driven Wind Trends with Observational Data, *Science*, 1 February 2013: 339 (6119), 563-567.
- Li, F., Stolarski, R. S., and Newman, P. A.** (2009), Stratospheric ozone in the post-CFC era, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2207-2213, doi:10.5194/acp-9-2207-2009.
- Li, T., T. Leblanc, I. S. McDermid, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and X. Dou** (2011), Middle atmosphere temperature trend and solar cycle revealed by long-term Rayleigh lidar observations, *J. Geophys. Res.*, 116, D00P05, doi:10.1029/2010JD015275.
- Limpasuvan, Varavut, David W. J. Thompson, Dennis L. Hartmann** (2004), The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. *J. Climate*, 17, 2584–2596.
- Liu, H.-L., and R. G. Roble** (2005), Dynamical coupling of the stratosphere and mesosphere in the 2002 Southern Hemisphere major stratospheric sudden warming, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13804, doi:10.1029/2005GL022939.

- Manzini, E., Cagnazzo, C., Fogli, P. G., Bellucci, A., & Müller, W. A.** (2012), Stratosphere-troposphere coupling at inter-decadal time scales: Implications for the North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 39(5), L05801.
- Martineau, P., and S.-W. Son** (2010), Quality of reanalysis data during stratospheric vortex weakening and intensification events, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L22801, doi:10.1029/2010GL045237.
- Matsuno, T.** (1971), A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479–1494.
- Matthewman, N. J., J. G. Esler, A. J. Charlton-Perez, L. M. Polvani** (2009), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part III: Polar Vortex Évolution and Vertical Structure. *J. Climate*, 22, 1566–1585, doi : [10.1175/2008JCLI2365.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2365.1).
- McLandress, C., and T. G. Shepherd** (2009), Impact of climate change on stratospheric sudden warmings as simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model, *J. Climate*, 22, 5449–5463.
- McLandress , C., et al.** (2013), Dynamical control of the mesosphere by orographic and non-orographic gravity wave drag during the extended northern winters of 2006 and 2009, *J. Atmos. Sci.*, [doi:10.1175/jas-d-12-0297.1](https://doi.org/10.1175/jas-d-12-0297.1).
- Meinshausen, M., et al.** (2011), The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Climatic Change*, 109:213–241, doi : 10.1007/s10584-011-0156-z.
- Nishizawa, S., and S. Yoden** (2005), Distribution functions of a spurious trend in a finite length data set with natural variability: Statistical considerations and a numerical experiment with a global circulation model, *J. Geophys. Res.* 110(D12), doi : 10.1029/2004JD005714. issn : 0148-0227.

- Norton, W. A.** (2003), Sensitivity of Northern Hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1627, doi:10.1029/2003GL016958.
- Orsolini, Y. J., J. Urban, D. P. Murtagh, S. Lossow, and V. Limpasuvan** (2010), Descent from the polar mesosphere and anomalously high stratopause observed in 8 years of water vapor and temperature satellite observations by the Odin Sub-Millimeter Radiometer, *Journal of Geophysical Research*, 115, D12305, doi: 10.1029/2009JD013501.
- Päivärinta, S.-M., A. Seppälä, M. E. Andersson, P. T. Verronen, L. Thölix, and E. Kyrölä** (2013), Observed effects of solar proton events and sudden stratospheric warmings on odd nitrogen and ozone in the polar middle atmosphere, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 6837–6848, doi:10.1002/jgrd.50486.
- Pancheva, D., et al.** (2008), Planetary waves in coupling the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *J. Geophys. Res.*, 113, D12105, doi:10.1029/2007JD009011.
- Polvani, L. M., and P. J. Kushner** (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1114, doi:10.1029/2001GL014284.
- Ramaswamy, V., et al.** (2001), Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39(1), 71–122, doi :10.1029/1999RG000065.
- Randel, W. J., et al.** (2009), An update of observed stratospheric temperature trends. *J. Geophys. Res.*, 114, D02107. doi :10.1029/2008JD010421.

- Rienecker, M. M., et al.** (2011), MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24, 3624–3648. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Rind, D., D. Shindell, P. Lonergan, and N. K. Balachandran** (1998), Climate change and the middle atmosphere. Part III: The doubled CO₂ climate revisited, *J. Clim.*, 11, 876–894.
- Rose, K.** (1989), A three-dimensional model of chemically active tracer species in the middle atmosphere during disturbed winter conditions, *J. Geophys. Res.*, 94, 16387-16403.
- Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland** (2005), A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18715.
- Schimanke, S., T. Spanghel, H. Huebener, and U. Cubasch.** (2012). Variability and trends of major stratospheric warmings in simulations under constant and increasing GHG concentrations. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-012-1530-x.
- Seidel, D. J., Gillett, N. P., Lanzante, J. R., Shine, K. P. and Thorne, P. W.** (2011), Stratospheric temperature trends: our evolving understanding. *WIREs Clim Change*, 2: 592–616, doi: 10.1002/wcc.125.
- Sexton, D. M. H.** (2001), The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3697–3700.
- She, C. Y., J. R. Yu, D. A. Krueger, R. Roble, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M. L. Chanin** (1995), Vertical structure of midlatitude temperature from stratosphere to mesopause (30–105 km), *Geophys. Res. Lett.*, 22, 377–380, doi : 10.1029/95GL00010.

- Shindell, D. T., R. L. Miller, G. Schmidt, and L. Pandolfo** (1999), Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, 399, 452–455.
- Shine, K. P., and Coauthors** (2003), A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1565–1588.
- Shine, K. P., J. J. Barnett, and W. J. Randel** (2008), Temperature trends derived from Stratospheric Sounding Unit radiances: The effect of increasing CO₂ on the weighting function, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02710, doi:[10.1029/2007GL032218](https://doi.org/10.1029/2007GL032218).
- Sigmond, M., Scinocca, J. F., Kharin, V. V., & Shepherd, T. G.** (2013), Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings, *Nature Geoscience*, 6(2), 98-102.
- Singh, U. N., et al.** (1996), Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars during UARS validation campaign, *J. Geophys. Res.*, 101(D6), 10,287–10,297, doi :10.1029/96JD00516.
- Sun, L., W. A. Robinson, and G. Chen** (2011), The predictability of stratospheric warming events: More from the troposphere or the stratosphere?, *J. Atmos. Sci.*, 69, 768–783, doi:10.1175/JAS-D-11-0144.1.
- Thompson, D. W. J., and S. Solomon** (2002), Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296, 895–899.
- Thompson, D.W.J., M.P. Baldwin, and J. M. Wallace** (2002), Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction, *J. Climate*, 15, 1421-1428.

- Thompson, D.W.J., D. J. Seidel, W.J. Randel, C.-Z. Zou, A.H. Butler, C. Mears, A. Osso, C. Long, and R. Lin** (2012), The mystery of recent stratospheric temperature trends, *Nature*, Vol. 491, 692-697, doi:10.1038/nature11579.
- U.S. Standard Atmosphere** (1976), *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C.
- von Balmoos, P.** (2011), *Le Climat à Découvert, CNRS éditions*.
- Vaisala white paper** (2011), Vaisala Radiosonde RS92 Performance in the WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems.
- Walterscheid, R. L., G. G. Sivjee, and R. G. Roble** (2000), Mesospheric and lower thermospheric manifestations of a stratospheric warming event over Eureka, Canada (80°N), *Geophys. Res. Lett.*, 27(18), 2897–2900, doi:10.1029/2000GL003768.
- Waugh, D. N. W.** (1997), Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 123: 1725–1748. doi: 10.1002/qj.49712354213.
- Waugh, D. W., Primeau, F., DeVries, T., & Holzer, M.** (2013), Recent changes in the ventilation of the southern oceans, *Science*, 339(6119), 568-570.
- Whiteway, J. A., and A. I. Carswell** (1994), Rayleigh lidar observations of thermal structure and gravity wave activity in the high arctic during a stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, 51, 3122–3136, doi:10.1175/1520-0469.
- Wild, J. D., et al.** (1995), Comparison of stratospheric temperatures from several lidars, using National Meteorological Center and microwave limb sounder data as transfer references, *J. Geophys. Res.*, 100(D6), 11,105–11,111, doi :10.1029/95JD00631.

Wilson, R., M. L. Chanin, and A. Hauchecorne (1991), Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar: 2. Climatology, *J. Geophys. Res.*, 96, 5169–5183, doi:10.1029/90JD02610.